UNIVERSITÉ PARIS 7 - DENIS DIDEROT
U.F.R. SCIENCES DE LA TERRE

INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS
DÉPARTEMENT DE SISMOLOGIE U.M.R. C.N.R.S. 7580

THÈSE

présentée pour obtenir le titre de **Docteur de l Université Paris 7**
spécialité : Géophysique Interne

Structures et comportement mécanique du volcan Merapi (Java) : une approche méthodologique du champ de déformations

par **François BEAUDUCEL**



soutenue publiquement le **mardi 19 mai 1998** devant le jury composé de Messieurs :

François-Henri CORNET	Physicien, IPGP	Directeur de thèse
Michel KASSER	Professeur, ESGT / CNAM	Rapporteur
Georges POUPINET	Directeur de recherche, LGIT	Rapporteur
Claude JAUPART	Professeur, Paris VII	Examinateur
Jean-Louis LE MOUËL	Physicien, IPGP	Président
Wimpy S. TJETJEP	Directeur de recherche, VSI	Examinateur

Université Paris 7 - Denis Diderot
U.F.R. Sciences de la Terre

T H È S E

présentée par

François BEAUDUCEL

pour obtenir le titre de

Docteur de l Université de Paris 7
Spécialité : Géophysique Interne

Structures et comportement mécanique du volcan Merapi (Java) : une approche méthodologique du champ de déformations

---

Soutenue publiquement le 19 mai 1998 devant le jury :

François-Henri CORNET (Physicien IPGP)	Directeur de thèse
Claude JAUPART (Professeur Paris 7)	Examinateur
Michel KASSER (Professeur CNAM)	Rapporteur
Jean-Louis LE MOUËL (Physicien IPGP)	Président
Georges POUPINET (Directeur de recherche LGIT)	Rapporteur
Wimpy S. TJETJEP (Directeur de recherche VSI)	Examinateur

Thèse préparée au Laboratoire de Mécanique des Roches
Département de Sismologie UMR CNRS 7580 - Institut de Physique du Globe de Paris



Volcans Merapi et Merbabu.

À mon épouse ꧋ꦱꦤ꧀ꦠꦶ꧋

À mes parents

Pak Sadjiman est un vieux Javanais calme et discret qui vit à Yogyakarta au pied du volcan Merapi. De tradition animiste, il fait des offrandes au dieu qui habite le volcan et communique régulièrement avec ses ancêtres défunts. Pak Sadjiman travaille depuis plus de 30 ans au Merapi Volcano Observatory où il dirige le service de cartographie. Il trace à la plume et à l'encre de Chine des cartes morphologiques à toutes les échelles, ajuste des courbes de niveau, fait des coupes verticales du cratère et, quelques fois, prédit l'évolution du dôme de lave… mais ses collègues scientifiques n'y prètent guère attention.

Lors d'une mission géodésique de plusieurs jours au sommet du volcan, alors que nous contemplions le ciel s'enflammer des couleurs du crépuscule, il s'est soudainement confié à moi. Il m'a décrit la structure superficielle du volcan : « J'ai dressé une carte en 1992 avec l'emplacement du conduit magmatique et de toutes les fractures au sommet, m'a-t-il dit. Elle est dans mon armoire. Personne ne me l'a jamais demandée. Je veux bien te la donner, si tu me promets de ne pas remettre en cause mon interprétation. »

Pour Pak Sadjiman, il n'y a aucune incompatibilité entre ses observations intuitives et les mesures instrumentales ; ces dernières étant juste plus précises mais complètement sous-échantillonnées. J'ai énormément d'estime et de respect pour cet observateur qui a intégré des milliers de paramètres pendant des dizaines d'années sur le Merapi.

F. Beauducel

« Under the most rigorously controlled conditions of pressure, temperature, volume, humidity, and other variables, the Earth will do as it damn well pleases. »

Harvard Law.

Remerciements

Je tiens à remercier en tout premier lieu **François Cornet** *qui a dirigé cette thèse dans la continuité de mon stage de D.E.A.. Tout au long de ces trois années, il a su orienter mes recherches aux bons moments en me faisant découvrir la volcanologie au travers de son regard de mécanicien des roches et de modélisateur, tout en tirant partie de ma formation d'ingénieur. Malgré son année sabbatique à Berkeley, il a toujours été disponible pour d'intenses et rationnelles discussions. Pour tout cela, sa confiance et son soutien financier en fin de thèse, je le remercie vivement.*

Je remercie les rapporteurs de cette thèse **Georges Poupinet** *et* **Michel Kasser** *pour la rapidité avec laquelle ils ont lu mon manuscrit et l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail. Merci également aux autres membres du jury qui ont accepté de juger ce travail :* **Claude Jaupart**, **Jean-Louis Le Mouël** *et en particulier* **Wimpy S. Tjetjep**, *directeur du Volcanological Survey of Indonesia. En contrepartie de tout ce que j'ai pu apprendre sur les volcans grâce à lui, j'espère que les idées présentées ici pourront aider, d'une manière ou d'une autre, à la surveillance des 129 volcans actifs dont il a la lourde charge.*

Pour reprendre un ordre plus chronologique, je voudrais remercier deux amis qui ont joué un rôle fondamental dans ma formation. Tout d'abord **Michel Van Ruymbeke** *qui a su éveiller en moi, dès 1989, une véritable passion pour l'instrumentation géophysique. Grâce à lui, je garderai de mon long passage à l'Observatoire Royal de Belgique (et d'un très agréable séjour à Lanzarote), une intuitive mais solide formation à la métrologie de haute voltige. Puis* **Philippe Jousset**, *volcanologue pluridisciplinaire et passionné, et impardonnable responsable de ma découverte de l'Indonésie. Il m'a sans aucun doute apporté, au travers des centaines d'heures passées ensemble, une vision plus réaliste de la complexité des volcans.*

Je tiens à remercier **Rose-Marie Chevrier** *et* **Jean-Noël Tonnon**, *« chercheurs de crédits » au Ministère de l'Environnement, et* **Georges Poupinet**, *coordinateur scientifique de la coopération avec l'Indonésie, pour m'avoir très fortement soutenu et impliqué dans leurs projets depuis 1992, me permettant de réaliser au total six missions en Indonésie.*

La qualité et la continuité des données présentées ici sont le fruit d'un travail d'équipe sur le terrain et de maintenance soutenue des stations... J'ai pour cela pleinement profité de la présence et de l'efficacité des successifs Coopérants du Service National en poste au Merapi Volcano Observatory. Mes plus vifs remerciements à **Jacques Tondeur**, **Michel Dejean**, **Jocelyn Guilbert** *et* **Thomas Seligmann**, *pour leur accueil et leur disponibilité dont j'ai parfois peut-être abusé.*

Les équipes indonésiennes du VSI et du GRDC de Bandung ont aussi grandement participé à la réalisation de ces missions. Je pense notamment à Bapak² Yth **Sukhyar**, **Mas Atje**, **Dwipa**, **Surono**, **Muliadi** *et* **Irwan Bahar** *pour leurs soutiens logistiques;* **Edi Suhanto**, **Herry**, **Januar**, **Deden**, *et* **Saleh** *qui ont résisté aux intempéries soufrées du Merapi pendant les longues campagnes GPS,* **Suharno**,

Subandriyo, **Made**, **Iman**, **Nurudin**, **Miswanto**, **Sadjiman**, **Paijo** *pour les compatriotes de terrain du MVO... Sans oublier les infatigables chauffeurs* **Entis**, **Dedy**, **Dalijo** *et* **Yono**, *les très accueillants permanents des postes d'observation de Babadan* **Sugiyono** *et* **Yulianto**, *et de Jrakah* **Badrijas** *et* **Ismail** *et les sympathiques porteurs de Jrakah et Selo, en particulier* **Pak Wiro** *sans qui les inclinomètres n'auraient jamais atteint le sommet du Merapi indemnes! Banyak terima kasih untuk semuanya. Et pour terminer cette litanie, je pense tout spécialement à* **Pak Ratdomopurbo**, *alias* **Purbo**, *qui a entre autre assuré la maintenance des stations pendant les périodes de « non-recouvrement » entre les coopérants, et supervisé l'organisation de la mission GPS au sommet en 1996. Maturnuwun, inggih mas !*

J'ai eu également le plaisir de collaborer avec des laboratoires français. Je pense en premier lieu à **Michel Kasser** *(CNAM/IGN) qui a initié et soutenu le projet GPS sur le Merapi en 1993 et 1994, et à* **Thierry Duquesnoy** *(IGN) pour la direction et le calcul des résultats de ces deux premières campagnes, et pour avoir consacré plusieurs jours de son temps à me former aux fastidieux traitements GPS. Merci aussi à* **Frédéric Ego** *(Orsay) qui a donné un coup de main pour la campagne 1994 et à* **Serge Botton** *(IGN) pour ses précieux renseignements bibliographiques sur les effets troposphériques. Les extensomètres du sommet ont été conçus et parfaitement conditionnés pour le terrain par* **Robert Guiguet** *(LGIT).*

L'Institut de Physique du Globe de Paris est un cadre privilégié pour effectuer une thèse. Parmi ceux qui ont contribué à mes réflexions, je remercie tout spécialement **Philippe Jousset**, **Valérie Cayol**, **Jérôme David**, **Patrick Pinettes**, **Pierre Briole** *et* **Michel Diament**.

Pierre-Antoine Blum *et* **Marie-France Esnoult** *m'ont initié à l'art de la silice au travers de l'installation de magnifiques objets soudés, pouvant servir également d'inclinomètres de précision. Merci pour leur nombreux conseils sur l'instrumentation de terrain et pour m'avoir impliqué dans certains de leurs projets en génie civil (au risque de se voir transformés en gargouille de la Cathédrale de Beauvais...).*

Le Laboratoire d'Électronique m'a permis de réaliser des stations de mesures robustes et fiables dans de très bonnes conditions. Un grand merci à **René** *et* **Jean Vérhille**, **Daniel Bréfort**, **Bernard Bert** *et surtout* **Claude Courteille** *et* **Albert Omont**, *pour leur aide indispensable lors de la préparation de mes missions. De précieux conseils techniques m'ont été apportées également par* **Jérôme Ammann** *et* **Christophe Dubegny**, *et aussi* **Jean-Marc Delinte** *et* **André Somerhausen** *de l'ORB.*

Je n'oublierai pas les aides permanentes reçues du personnel admnistratif du Département de Sismologie : **Alain Simonin**, **Anne-France Seyer**, **Martine Grelot**, **Lisette Philogène**, **Sophie Gozlan** *et* **José Romer**, *et les indispensables magiciens de l'informatique UNIX :* **Jean Rémy**, **Alex Nercessian**, **Geneviève Moguilny** *et* **Gwenola Guiveneux**. *Merci aussi à* **Patrice Dandrieux** *et* **Bernard Thiel** *qui ont numérisé quelques une de mes diapos du Merapi pour le site WEB de l'IPG et pour permettre d'agrémenter le présent document.*

Valérie Cayol *et* **Jérôme David** *ont relu attentivement tout ou partie de ce manuscrit. Merci du temps qu'ils ont consacré à redonner un peu de rigueur à ma plume qui a tendance quelques fois à déraper... Le théoricien génial* **L. Boltzmann** *conseillait, à juste titre, de laisser le souci d'élégance aux tailleurs et aux cordonniers ; qu'il en soit donc ainsi.*

Enfin, une pensée émue pour tous les étudiants avec qui j'ai partagé une salle, un café, un repas ou une console d'ordinateur pendant ces trois années : **Fatiha**, **Sophie**, **Yannick**, **Li**, **Romain**, **Luis**, **Manu**, **Yann**, **Mazen**, **Christel**, **Albane**... *et toute la troupe du très convivial Laboratoire de Gravimétrie.*

Résumé

L'étude des déformations nous renseigne sur les structures profondes et superficielles des volcans (réservoir, conduit, fracture). La géométrie de cette « plomberie » cachée constitue l'une des conditions aux frontières de tous les phénomènes magmatiques, paramètres indispensables à la compréhension des éruptions. Dans ce travail, nous appliquons une méthodologie allant de la mesure à la modélisation du champ de déformations sur le Merapi (Java). Ce jeune strato-volcan d'arc insulaire (2964 m) présente une activité quasi continue avec production de dômes de lave andésitique, détruits par avalanches gravitaires, explosions et nuées ardentes parfois meurtrières. Cinq campagnes GPS (*Global Positionning System*) ont été effectuées de 1993 à 1997 sur un réseau de 14 points. Quatre stations continues multi-paramètres (inclinomètres, extensomètres) ont été installées entre 1993 et 1995 au sommet et sur le flanc de l'édifice. Les signaux sont corrigés des effets météorologiques, puis validés par compensation pour réduire les incertitudes. La comparaison des différents résultats nous permet une analyse des effets mécaniques des sites instrumentés. Pour modéliser nos observations, nous utilisons le code MBEM (*Mixed Boundary Elements Method*) qui prend en compte la topographie et les principales discontinuités de l'édifice dans un milieu élastique 3D. Les données sont introduites dans un processus d'inversion qui permet d'estimer la probabilité du modèle et l'incertitude sur les paramètres calculés. Le champ de déformation lointain (1996 à 1997) est modélisé par une chambre magmatique ellipsoïdale dont nous déterminons la position (8.5 ± 0.4 km sous le sommet) et la variation de volume (–10.8 ± 2.2 10^6 m^3). Cette valeur correspond à environ 3 fois celle du dôme au sommet, ce qui montre que les avalanches gravitaires ne peuvent être négligées dans un bilan de masse. Le champ de déformation proche (1993 à 1997) est modélisé par un conduit magmatique soumis à des contraintes de pression et de cisaillement axial, et la présence de 3 fractures dans l'encaissant. L'évolution de la pression semble suggérer que le poids du dôme de lave a un effet négligeable sur les déformations. Les variations de cisaillement sont parfaitement compatibles avec le nombre de séismes de type « multiphases », ce qui confirme l'origine de ces événements.

Mots-clés : Volcan, Merapi, Déformations, Inclinométrie, GPS, Dôme, 3D.

Abstract

Structures and mechanical behaviour of Merapi Volcano, Java: a methodological approach of the deformation field

Surface deformation studies allow investigation of deep and shallow structures of volcanic edifices (reservoir, conduit, fractures). The geometry of this hidden « plumbing system » constitutes one of the boundary conditions of magmatic phenomena, and are essential parameters for understanding volcanic eruptions. In this work we apply a methodology from measurement to modelling of the deformation field on Merapi Volcano, Java. This young island arc strato-volcano (summit ~2964 m above sea-level) shows almost continuous activity with growth of an andesitic lava dome, which collapses in glowing avalanches, explosions and *nuées ardentes*, these are sometimes deadly. Five GPS (Global Positionning System) campaigns were carried out between 1993 and 1997 on a 14-point network. Four continuous multi-parameter stations (tiltmeters, extensometers) were installed between 1993 and 1995, on the summit and the flank of the volcano. Signals are corrected for meteorological effects, then combined to reduce the uncertainties. Comparison of the results allows an analysis of the mechanical behaviour of the instrumented sites. The data are interpreted using a 3D elastic model based on the Mixed Boundary Elements Method (MBEM). Topography and the main discontinuities of the edifice are taken into account. The data are then used in an inversion process which allows the model probability and uncertainties of the computed parameters to be estimated. The far-field deformation (1996 - 1997) is modelled with an horizontal elliptic magma source for which we determine the location (8.5 ± 0.4 km below the summit) and the volume change ($-10.8 \pm 2.2 \times 10^6$ m^3). This value is about three times larger than the observed variation of the lava dome volume. This suggests that avalanche volume cannot be neglected when considering mass balance. The near-field deformation (1993 to 1997) is modelled assuming a magma conduit under pressure and viscous wall shear stresses. We analyse the effect of fractures on the displacement field and finally, three main fractures are included *a priori* in the medium. The pressure evolution in the conduit suggests that the lava dome weight has a negligible effect on deformations. The variations of wall shear stress are consistent with the number of « multiphase » seismic events ; this gives further evidence for the origin of these events.

Key-Words : Volcano, Merapi, Deformations, Tiltmetry, GPS, Dome, 3D.

Abstrak

Struktur dan mekanika Gunung Merapi (Jawa) : suatu pendekatan metodologis medan deformasi

Studi deformasi bertujuan untuk mengetahui struktur dalam dan dangkal tubuh gunungapi (kantong magma, pipa kepundan dan struktur rekahan). Bentuk geometri dari struktur yang tidak diketahui tersebut adalah suatu faktor utama yang berperan dari setiap fenomena magmatik, sebagai parameter yang penting untuk memahami aktifitas letusan. Dalam tesis ini, kami menerapkan sebuah metodologi mulai dari pengukuran sampai dengan modelisasi medan deformasi di gunung Merapi (Jawa). Gunung api busur kepulauan jenis strato ini (2964 m) memperlihatkan aktifitas yang menerus yang dicirikan oleh pertumbuhan kubah lava andesitik, penghancuran kubah melalui guguran lava pijar, letusan dan awan panas (*nuées ardentes*) yang dapat menimbulkan korban jiwa. Lima kali pengukuran GPS (*Global Positioning System*) telah dilakukan mulai tahun 1993 sampai tahun 1997 pada 14 jaringan titik pengukuran. Empat stasiun rekaman kontinyu multy parameter (tiltmeter, ekstensometer) juga dipasang antara tahun 1993 dan 1995 di puncak dan di lereng tubuh gunungapi. Sinyal dikoreksi terhadap pengaruh cuaca untuk mendapatkan data yang berlaku dan mengurangi kesalahan interpretasi. Perbandingan dari perbedaan hasil yang didapatkan memungkinkan kami untuk menganalisa pengaruh mekanik dari lokasi peralatan terpasang. Interpretasi data mempergunakan model elastik 3D dengan metoda MBEM (*Mixed Boundary Elements Method*) yang memperhitungkan topografi dan diskontinyu tubuh gunungapi. Data dimasukkan melalui proses inversi yang dapat mengestimasi kemungkinan model dan ketidakpastian parameter-parameter yang dihitung. Medan deformasi jauh (1996 - 1997) dimodelisasikan berdasarkan model magma elipsoida horisontal yang berada pada 8.5 ± 0.4 km dibawah puncak dan variasi volume –10.8 ± 2.2 10^6 m^3. Nilai ini kurang lebih 3 kali lebih besar dari volume kubah lava yang teramati. Hal ini menunjukkan bahwa volume guguran tidak dapat diabaikan dalam perhitungan massa. Medan deformasi dekat (1993 s/d 1997) dimodelisasikan berdasarkan sebuah pipa magma yang tertekan dengan stres geser dan tiga rekahan utama dalam tubuh gunung, kemudian kami menganalisa implikasi pada pergerakan medan. Evolusi tekanan pada pipa kepundan mengilhami bahwa berat kubah lava mempunyai efek yang dapat diabaikan.Variasi stres geser sangat sesuai dengan jumlah getaran fase banyak (*multiphases seismic events*) ; hal ini mengkonfirmasikan sumber dari kejadian-kejadian tersebut.

Kata kunci : Gunungapi, Merapi, Deformasi, Tiltmeter, GPS, Kubah, 3D.

Table des matières

Introduction générale

Introduction générale

Surveillance et recherche en volcanologie

Les volcans sont une des expressions formidable de la dynamique du Globe, une des rares dont on puisse parfois observer l évolution à l échelle humaine. Notre planète compte à l exclusion des nombreux volcans sous-marins encore très mal connus environ 600 volcans en activité, pour la plupart situés dans des régions inhabitées et donc sans danger direct pour l homme. Il existe cependant une centaine de volcans à hauts risques dans le monde (identifiés par l UNESCO), dont une majorité est localisée sur la « Ceinture de Feu » du Pacifique, principalement dans des pays surpeuplés. Depuis l année 1700, on a recensé 27 éruptions qui ont fait plus de 1000 victimes chacune[1], au total environ 260 000 morts. Pour ne citer que les plus importantes : le Tambora en 1815 (Indonésie), 92 000 morts, le Krakatau en 1883 (Indonésie), 36 000 morts et la Montagne Pelée en 1902 (Martinique), 29 000 morts. Plus récemment, en 1985, le Nevado del Ruiz (Colombie) a tué 22 000 personnes.

Attirés par la richesse des sols, ou du fait de l attachement à leur terre, de leurs convictions culturelles ou religieuses, ou plus simplement en raison de leur ignorance, les habitants vivant sous la menace des volcans doivent actuellement se compter en millions d âmes. À défaut d évacuer définitivement toutes ces zones, les volcanologues se doivent d évaluer les risques et d informer la population afin de contribuer à la prévention des dangers.

On peut répertorier sept types de risques volcaniques qui présentent un danger direct (primaire) ou indirect (secondaire) pour la population : les coulées de lave, les retombées de cendres et de blocs, les écoulements pyroclastiques ou « nuées ardentes », les gaz, les lahars (coulées de boue), les glissements de terrain ou « avalanches » et les tsunamis (raz-de-marée). Chacune de ces manifestations externes peut faire l objet d études spécifiques qui, à la lumière de l activité passée de chaque volcan, permettront d évaluer les menaces par des zonages cartographiques précis. Puis, en tenant compte des populations exposées et de la vulnérabilité du patrimoine socio-économique et culturel, des cartes de risques sont aussi établies.

Dans le cas particulier des coulées de boue provoquées par l explosion d un lac de cratère, il est possible de résoudre le problème en aval : en Indonésie par exemple, les volcanologues hollandais ont creusé des tunnels dans les flancs des volcans Kelud et Galunggung (et dans une moindre mesure au Kawah Ijen), de façon à vider artificiellement l eau de pluie qui s accumule dans les cratères et se transforme au contact des fumerolles en gigantesque réservoir d acide sulfurique. Il est également envisageable de dévier les trajectoires de petites coulées de boue ou de lave peu visqueuse afin d épargner des zones habitées (éruptions de 1983 et 1991 à l Etna). En revanche, l énergie et les volumes de matière mis en jeu lors d éruptions explosives ou d émission de nuées ardentes surpassent totalement les capacités techniques actuelles.

---

[1] chiffres IAVCEI 1990 (*International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior*).

La volcanologie est d abord l étude des processus internes qui engendrent ces activités de surface. Elle consiste à étudier l objet « volcan » dans son contexte géologique : la genèse, la composition et la dynamique des magmas, ainsi que leur interaction avec la croute terrestre : les chambres magmatiques, les fractures, les nappes phréatiques... On y retrouve un apport de pratiquement tous les domaines des Sciences de la Terre : la géologie bien sûr, mais aussi la géochimie et tout ce que l on regroupe sous le terme générique de géophysique : dynamique des fluides, sismologie, géomagnétisme, gravimétrie, géoélectricité, géodésie... Grâce à ces diverses approches, la volcanologie moderne a connu un essor considérable ces vingt dernières années, et les principes physiques de la phénoménologie sont maintenant bien établis. On sait qu une éruption peut se déclencher sous l effet de quatre types de phénomènes [*Jaupart*, 1997] :

- réalimentation du réservoir par du magma issu d une source profonde;
- changements d état de contrainte du réservoir sous l effet de la cristallisation du magma;
- interaction du magma avec l eau contenue dans les fissures et pores des roches autour du réservoir (éruption dite « phréatique »);
- instabilité mécanique de l édifice volcanique soumis à des changements du champ de contraintes, à l effet de son propre poids, ou à l altération de ses roches.

La recherche fondamentale vise ainsi à améliorer notre connaissance de la structure et du fonctionnement de chaque édifice volcanique. Elle doit avoir pour but ultime la définition de modèles physiques, au sens large du terme, qui devront être de préférence quantifiables et toujours contraints *in fine* par des observations de terrain.

Les volcans sont cependant des objets géologiques complexes et les modèles physiques des phénomènes éruptifs n en sont qu à leurs débuts. La phénoménologie revêt des formes très diverses pour chaque édifice volcanique et on manque dramatiquement de modèle de fonctionnement pour la quasi totalité des volcans dangereux [*Jaupart*, 1994]. La prévision des éruptions est pour cela difficile, mais leur détection ne pose actuellement plus de problème majeur. Le magma, lorsqu il se fraye un chemin vers la surface, engendre un grand nombre de phénomènes détectables. Ainsi, une « auscultation » des variations des différents paramètres physiques et chimiques : sismicité, déformations, géochimie des laves et des gaz, volcanomagnétisme, microgravimétrie, thermographie... permet l observation de son activité en « temps réel ». C est le rôle de la surveillance qui interprète ces mesures au travers des modèles les plus fiables ou les plus simples permettant d appréhender l état et l évolution du volcan, et, finalement, tenter de prédire son comportement futur.

La surveillance est souvent réduite à la simple détection des éruptions : sans chercher à être intégrés dans un modèle physique complexe, les paramètres mesurés sont analysés directement en terme de variation d activité volcanique (au sens statistique). Pendant chaque période de repos du volcan, une « ligne de base » est définie ; lorsqu une majorité de paramètres en dévie, on parle de signaux « précurseurs » qui permettent de conclure à une situation inhabituelle ou alarmante. Dans ce cas, tous les types de mesures peuvent être exploités et notamment ceux issus des études fondamentales. On citera comme exemple le logiciel développé par *Cornelius et Voight* [1994] basé sur l estimation de l accélération des déformations ou d augmentation de l énergie sismique afin de prévoir la rupture mécanique d un volcan (« *Materials Failure Forecasting Method* »). Cette méthode s est montrée efficace *a posteriori* sur l analyse des données d une dizaine d éruptions à caractère explosif [*Voight*, 1988].

La recherche et la surveillance en volcanologie sont toutes deux des études pluridisciplinaires qui se basent sur des observations, allant de la simple description visuelle à la mesure de paramètres géophysiques extrêmement précis. L art de la mesure, la métrologie, y joue un rôle tout à fait essentiel mais qui n a donc pas la même finalité dans les deux cas. Pour la recherche, le but des mesures est de contraindre un modèle théorique. Pour la surveillance, on ne doit mesurer, par principe, que les paramètres utilisables pour les modèles déjà expérimentés que l on s est fixés, et qui seront appliqués.

Apport des mesures de déformations

L application d un modèle physique à un volcan particulier se heurte au problème incontournable de l inaccessibilité des paramètres fondamentaux : géométrie du réservoir et du conduit magmatique (la « plomberie » du volcan), état physico-chimique du magma et mécanique de l encaissant. Si toutes ces informations étaient précisément connues, elles seraient utilisées comme conditions aux limites d un modèle dynamique qui conduirait presque immédiatement selon l hypothèse déterministe ! à une prédiction fiable et rationnelle des éruptions : lieu de sortie de la lave, volumes éruptés, changements de régime et durée de l éruption. N ayant accès qu à des mesures de surface (comme pour la plupart des systèmes géologiques), on doit déterminer ces paramètres indirectement, avant même d envisager l application d un modèle de fonctionnement pour la prédiction.

Les études structurales en volcanologie sont un champ d application particulier des méthodes géophysiques de prospection du sous-sol. Elle se distinguent des autres domaines par deux caractéristiques : d une part les structures sont hétérogènes et non stratiformes, la modélisation requiert donc une haute densité de données ; d autre part les contrastes entre les diverses formations volcaniques et encaissantes sont souvent très forts. Les études de structures volcaniques sont réalisées principalement par la sismologie (localisation de séismes, distribution spatiale des vitesses d ondes sismiques), la géoélectricité (distribution des résistivités électriques) et la gravimétrie (distribution des densités de masse)

L étude des déformations n est pas à proprement parler une méthode de prospection. Cependant, elle apporte des informations indirectes mais précieuses sur la structure interne des volcans. En effet, les variations de pression dans la chambre magmatique et les intrusions de magma vers la surface induisent des déformations du volcan détectables en surface. Si l on fait quelques hypothèses simplificatrices, par exemple le comportement élastique d un milieu semi-infini homogène, il devient alors envisageable de déterminer les caractéristiques de la source de déformations. Depuis les premières applications de ce type par *Mogi* [1958], des analyses ont été menées sur une douzaine de volcans actifs pour lesquels les mesures étaient abondantes. Elles ont permis de déterminer la position et la géométrie simplifiée des réservoirs (point, sphère, ellipsoïde, plan...) et d en tirer des conclusions sur l alimentation de magma [*Dzurizin et al.*, 1980 ; 1984]. Une synthèse récente de ces travaux a été faite par *Dvorak et Dzurisin* [1997].

Quelles que soient les hypothèses faites sur le comportement des roches, les observations doivent être suffisantes pour contraindre correctement les paramètres du modèle. Si l on veut approcher la complexe réalité, une modélisation requiert la mesure d un champ de déformations aussi dense que possible sur la surface de l édifice. Ce n est généralement pas le cas. Pour des raisons budgétaires ou logistiques, l échantillonnage spatial et temporel des mesures est souvent assez lâche et toujours incomplet. Il faut donc optimiser ces mesures par une approche méthodique.

Méthodologie du champ de déformation

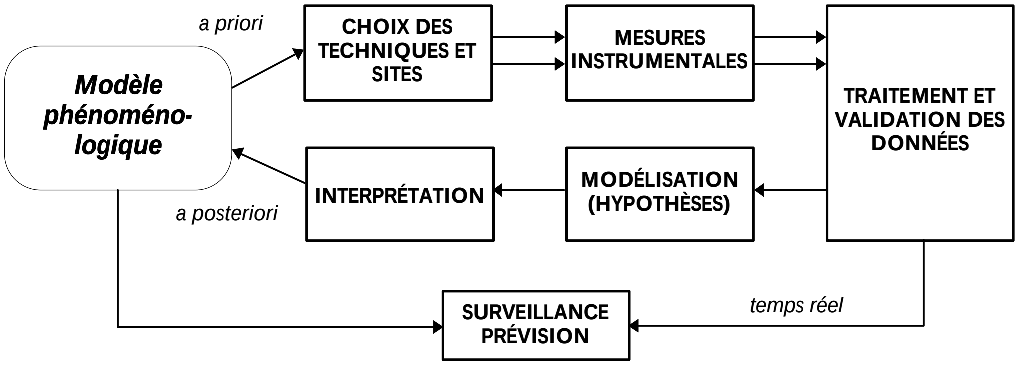


Figure 1. Principe de l étude géophysique d un volcan basée sur l observation instrumentale et interaction avec la surveillance et la prévision des éruptions.

Une étude volcanologique basée sur l observation prend sa source dans un premier modèle simpliste du fonctionnement du volcan (Figure 1). Ce modèle *a priori* est par exemple la position approximative de la chambre magmatique, les volumes de lave mis en jeu lors des éruptions passées, etc... Si le volcan n a jamais été étudié, la comparaison avec d autres volcans du même type pourra donner des ordres de grandeur.

a) Choix des techniques et des sites. Le modèle de départ permet de choisir les paramètres judicieux à mesurer, d estimer les grandeurs attendues et donc la précision nécessaire, ainsi que les techniques permettant d y parvenir. Dans le cas de mesures ponctuelles, la localisation géographique précise des sites d observation doit être déterminée en fonction de l amplitude du signal escompté.

b) Mesures instrumentales. Les paramètres géophysiques (ou leurs variations) ont presque toujours des valeurs si faibles qu ils sont difficiles à mesurer avec un rapport signal sur bruit acceptable. Les mesures instrumentales font donc souvent appel à des techniques très pointues dont la pratique constitue parfois de véritables métiers : géodésie, gravimétrie... Les volcanologues profitent pleinement des développements de capteurs destinés initialement à des applications toutes autres, comme l exploration pétrolière ou les études de génie civil ; mais il faut parfois les adapter aux conditions spéciales d un environnement volcanique.

c) Traitement et validation des données. Les instruments de mesure fournissent rarement une valeur directe du paramètre physique recherché et de son erreur. Les données en valeurs « brutes » doivent être sélectionnées et traitées afin d obtenir des données en valeurs « géophysiques ». Ce traitement comprend la calibration des capteurs, la prise en compte des effets électroniques et des caractéristiques du système d acquisition (effets de filtre, dysfonctionnements, ...), mais aussi de perturbations externes sur les capteurs ou sur le site (météo, intervention humaine, ...). Il est pour cela nécessaire de compléter les mesures par un carnet de terrain exhaustif et par la mesure de paramètres annexes comme la température, la pluviométrie, la pression. Cette étape est indissociable de la mesure elle-même car elle fait intervenir une connaissance approfondie de l ensemble des installations ou des campagnes de mesure. La validation consiste en une intégration de toutes les données traitées dont les paramètres sont soit identiques, soit reliés par une loi physique évidente. La comparaison des mesures obtenues par des techniques ou des capteurs différents permet d une part, de définir une erreur globale valable indépendante de toute la chaîne de mesure sur la valeur du

paramètre physique recherché, et, d autre part, de tirer des conclusions sur le comportement d un site ou sur le couplage d un capteur avec l édifice volcanique.

d) Modélisation. Une modélisation procède toujours en deux étapes : (1) choix d un modèle physique simple comprenant un nombre limité de paramètres (problème « direct ») et (2) ajustement des paramètres du modèle pour rendre compte au mieux des observations de terrain (problème « inverse »). Les hypothèses qui sous-tendent le choix du modèle simplifié expriment à elles seules la justesse et les limites du modèle tout entier. L inversion des données observées, parfois lourde numériquement, permet uniquement d estimer la probabilité d existence du modèle, et donc en un certain sens de le valider, mais sans jamais pouvoir l extrapoler hors de ses hypothèses. La réalité étant infiniment riche et complexe, un modèle ne sera jamais totalement vérifié. Complété par de nouvelles observations et confronté à d autres modèles, il ne sera que de plus en plus probable, ou improbable.

e) Interprétation. L interprétation consiste à intégrer les résultats du modèle à d autres modèles ou observations afin d en tirer des conclusions sur le comportement du volcan. On cherche à déterminer les implications du modèle, en estimant par exemple des paramètres physiques qui n ont pas été pris en compte dans la modélisation. Cette étape comprend également la confrontation du modèle aux autres types d études, qui peut aboutir à une validation ou au moins une compatibilité du modèle. L ensemble de ces informations constitue une description quantitative du fonctionnement du volcan, basée sur des observations de terrain. C est le modèle phénoménologique *a posteriori*, point de départ d une nouvelle étude qui permettra d affiner la connaissance du volcan.

f) Surveillance et prévision. La surveillance et la prévision des éruptions se basent sur des observations traitées et validées d une part, et sur un modèle phénoménologique issu des recherches en cours d autre part. Nous voulons insister ici sur le fait que la démarche permettant de déterminer l activité du volcan requiert bien ces deux sources d information. Même si parfois, certaines étapes sont faites de manière implicite ou sommaire, une observation ne peut pas être interprétée directement en terme de mesure.

Le Merapi : volcan « laboratoire »

L Indonésie compte 129 volcans actifs. 79 d entre eux ont connu au moins une éruption depuis 1600. Ils représentent environ 13% des volcans actifs du monde. Outre les éruptions du Tambora et du Krakatau déjà citées, l histoire récente a été marquée par nombre d éruptions majeures notamment au Kelud (1920), Merapi (1930), Agung (1963) et Galunggung (1982), qui ont toutes causé la perte de vies humaines et de gros dégâts d infrastructures. Parmi ceux-ci, le Merapi à Java Centre, est considéré par le *Volcanological Survey of Indonesia* (VSI) comme le plus dangereux. Ce strato-volcan andésitique haut de 2964 m est situé à 25 km au nord de la ville de Yogyakarta (3 millions d habitants). Son activité récente est intermittente mais pratiquement continue dans le temps. Elle évolue entre la production paisible d un dôme de lave dans le cratère sommital, et de violentes explosions pouvant générer des nuées ardentes, des lahars et de larges dépôts de cendres. Depuis 1672, près de 10 000 personnes y ont trouvé la mort. En 1990, on a recensé 114 800 habitants dans la « zone de danger I » et 79 100 personnes réparties dans 32 villages de la « zone interdite » directement exposée à ces risques. Le Merapi a été déclaré « *Decade Volcano* » par l UNESCO en 1995.

Le VSI, établi en 1920 et chargé de la surveillance des volcans indonésiens, a toujours étudié le Merapi d une façon prioritaire. Dès 1924, un séismographe y fut installé, puis un observatoire complet fut établi à Yogyakarta en 1952. Depuis 1985, il est appelé *Merapi Volcano Observatory* (MVO) et a été renommé *Volcanology Technical Research Center* (VTRC) en décembre 1997. Les diverses collaborations internationales (France, USA, Japon, Allemagne, ...) ont fait du Merapi l un des volcans les mieux surveillés au monde. Si les publications scientifiques sont encore peu nombreuses à l heure où j écris ces lignes, un numéro spécial Merapi du *Journal of Volcanological and Geothermal Research* (JVGR) est sous presse , les observations en revanche, sont faites par un large spectre de méthodes depuis plusieurs dizaines d années.

Le Merapi a été, en France, le sujet de 6 thèses universitaires qui traitent respectivement des aspects pétrologiques, géochimiques, géologiques, sismologiques, gravimétriques et géographiques :

- *F. Kerinec* : « Le Merapi, volcan actif d arc insulaire (Java) », Orsay, 1982.
- *I. Bahar* : « Contribution à la connaissance du volcanisme indonésien : le Merapi (Centre-Java); cadre structural, pétrologie-géochimie et implications volcanologiques », Montpellier, 1984.
- *P.C. Berthommier* : « Étude volcanologique du Merapi (Centre-Java): téphrostratigraphie et chronologie - produits éruptifs », Clermont-Ferrand II, 1990.
- *A. Ratdomopurbo* : « Étude sismologique du volcan Merapi et formation du dôme de 1994 », Grenoble I, 1995.
- *P. Jousset* : « Microgravimétrie et gravimétrie en volcanologie : méthodologie et application au volcan Merapi, Java, Indonésie », Paris VII, 1996.
- *F. Lavigne* : « Les lahars du volcan Merapi, Java central, Indonésie. Déclenchement, budget sédimentaire, dynamique et zonage des risques associés », Clermont-Ferrand II, 1998.

En 1986, un accord de coopération scientifique a été signé entre la Délégation aux Risques Majeurs (DRM) du Ministère de l Environnement (France) et la Direction Générale de Géologie et des Ressources Minérales (DGGMR) du Ministère des Mines et de l Énergie (Indonésie), dont le VSI dépend directement. Dans cet accord, renouvelé en 1992 puis en 1997, l objectif des recherches en volcanologie est triple : « *(1) mettre en uvre de nouvelles techniques d évaluation du risque volcanique, (2) former des scientifiques indonésiens, (3) chercher à mieux comprendre le comportement des volcans andésitiques de façon à mieux surveiller les volcans situés dans les DOM-TOM, aux Antilles* »[2].

Le présent travail s inscrit pleinement dans ce cadre. Après 16 mois en poste de Coopérant du Service National au VSI, j ai effectué six missions de terrain au Merapi afin d installer du matériel de surveillance et d organiser des campagnes de mesures (durée totale : environ 6 mois de terrain, voir Annexe C). Ces périodes de coopération et de missions m ont aussi permis d assurer la formation technique des équipes indonésiennes (traitement de données continues, utilisation du GPS, ...).

---

[2] extrait du texte de l accord de coopération franco-indonésienne en volcanologie, 1992.

Le Merapi se présente comme un choix tout à fait adapté à ce travail :

- ce volcan andésitique a une activité très soutenue, permettant de nombreuses observations sur une échelle de temps compatible avec une thèse;
- il existe une infrastructure locale complète et ma connaissance préalable du pays a permis une étude dans les meilleures conditions;
- ces recherches s inscrivent dans un programme de coopération international sur la prévision des risques naturels.

Plan de la thèse

La structure de cette thèse est basée sur la trame méthodologique de la Figure 1. En cinq chapitres, nous étudions un cycle complet d analyse des déformations du Merapi, qui va du modèle *a priori* au modèle *a posteriori*, en passant par toute les étapes de mesures instrumentales, le traitement de données et la modélisation.

Le premier chapitre présente, par une brève étude bibliographique, le cadre géologique et les principaux éléments phénoménologiques du volcan Merapi qui nous ont permis de définir les paramètres de notre modèle de départ. Nous présentons ensuite les différentes techniques de mesure de déformation qu il était possible d utiliser et nous discutons enfin du choix des sites qui ont servi à cette étude.

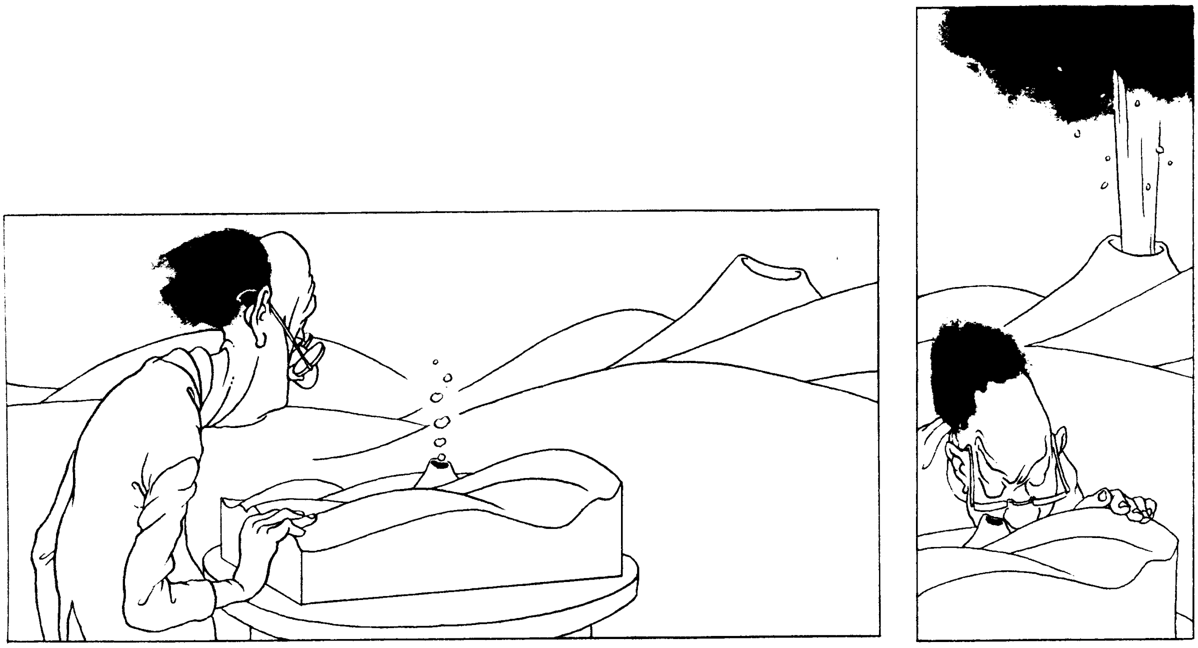
Au deuxième chapitre sont décrites les campagnes de mesures GPS réalisées et les installations instrumentales (stations clinométriques et extensométriques). L accent est mis sur les spécificités méthodologiques de ce travail. Nous présentons toutes les données brutes calibrées en unité physique et corrigées d effets purement instrumentaux.

Le troisième chapitre expose les différents traitements de données : compensation des mesures GPS, correction d effets thermo-mécaniques sur les signaux clinométriques. Les données sont ensuite validées par des comparaisons entre les différents instruments ou méthodes de mesure. En étudiant en particulier les effets de site et les corrélations avec l activité du Merapi, des comportements mécaniques locaux sont mis en évidence. Ce chapitre se termine par la présentation de l ensemble des données traitées et calibrées, avec leurs erreurs relatives.

Le quatrième chapitre traite de la modélisation tridimensionnelle du champ de déformation en domaine élastique. Notre étude a été réalisée à deux échelles spatiales différentes : à l échelle de l édifice volcanique tout entier pour une étude de la chambre magmatique (article soumis à *J.G.R.* en décembre 1997), et à l échelle de la zone sommitale pour une étude du conduit magmatique et des fractures principales.

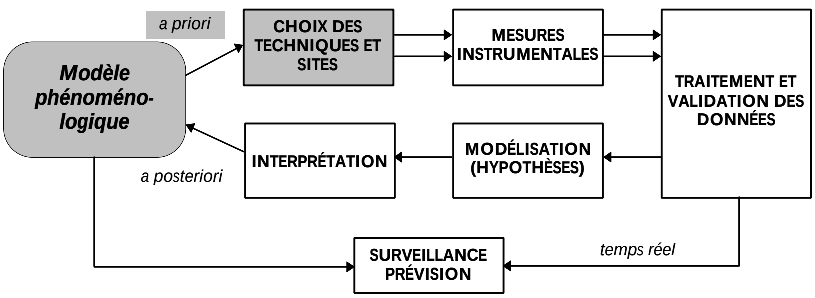
L intégration et l interprétation des résultats des différents modèles sont regroupés au cinquième chapitre sous forme d une discussion qui aboutit à notre modèle *a posteriori* du volcan. Nous tirons alors des conclusions et proposont des perspectives, en déterminant notamment les techniques et sites de mesures qui permettraient une amélioration de la surveillance.

Enfin, les annexes décrivent les matériels et logiciels développés spécifiquement pour cette étude (Annexe A), les différents manuels d utilisation écrits pour l exploitation sur le terrain (fiches techniques et « modes d emploi », Annexe B) et un calendrier des missions effectuées (Annexe C). Ces annexes sont extraites de mes rapports de mission que j ai diffusés en langue indonésienne aux équipes concernées du VSI.



Dessins de BARBE dans *La Recherche* n°163, 1985.

1. Études préliminaires : choix des techniques et sites



1. Études préliminaires : choix des techniques et sites

Résumé. Le Merapi est un jeune strato-volcan (60 000 ans) à l'histoire complexe. Son activité récente est marquée par des cycles de construction / destruction de dôme de lave andésitique, fréquemment accompagnés d'avalanches gravitaires et de nuées ardentes. Ces phénomènes s'accompagnent de séismes caractéristiques et de déformations importantes au sommet, mais le champ de déformation lointain est inconnu. Nous présentons une synthèse des techniques existantes de mesure des déformations et choisissons celles qui nous permettront d'améliorer notre connaissance de la structure profonde et superficielle.

1.1. Présentation du Merapi

1.1.1. Contexte tectonique

Le volcan Merapi fait partie de l'arc volcanique de la Sonde qui s'étend sur plus de 2000 km (îles de Sumatra, Java et les petites îles de la Sonde) et se situe à la convergence des plaques Eurasienne et Indo-Australienne (voir cartes page suivante), dans une zone où les subductions se sont succédées depuis le paléozoïque supérieur [*Katili*, 1975]. Au niveau de l'île de Java, la convergence est quasi frontale (N10°E) avec une vitesse de 6.5 cm/an [*De Mets et al.*, 1990].

Les roches les plus anciennes de l'île de Java datent du Mésozoïque supérieur. Les bassins liés aux stades récents de la subduction sont remplis de sédiments tertiaires et quaternaires [*Chotin et al.*, 1980]. Le Merapi se situe sur la partie centrale de Java (latitude 7°32 S, longitude 110°27 E), à environ 300 km de la fosse de Java (Figure 1.1). À ce niveau, la profondeur du plan de Benioff est estimé à 170 km [*Hutchinson*, 1976].

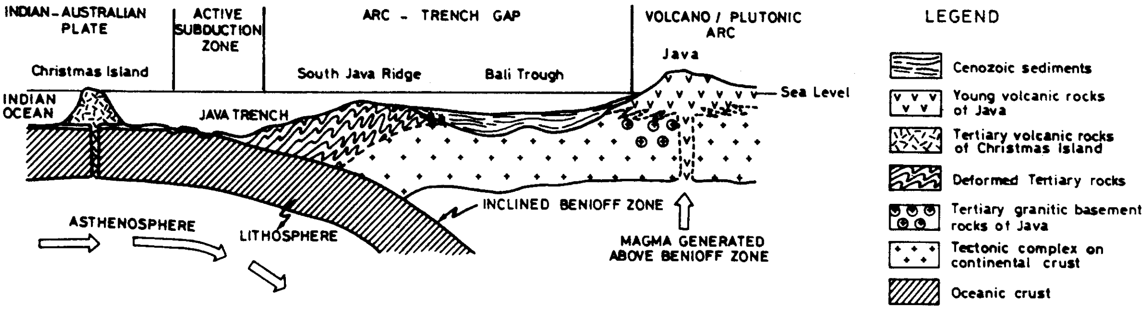
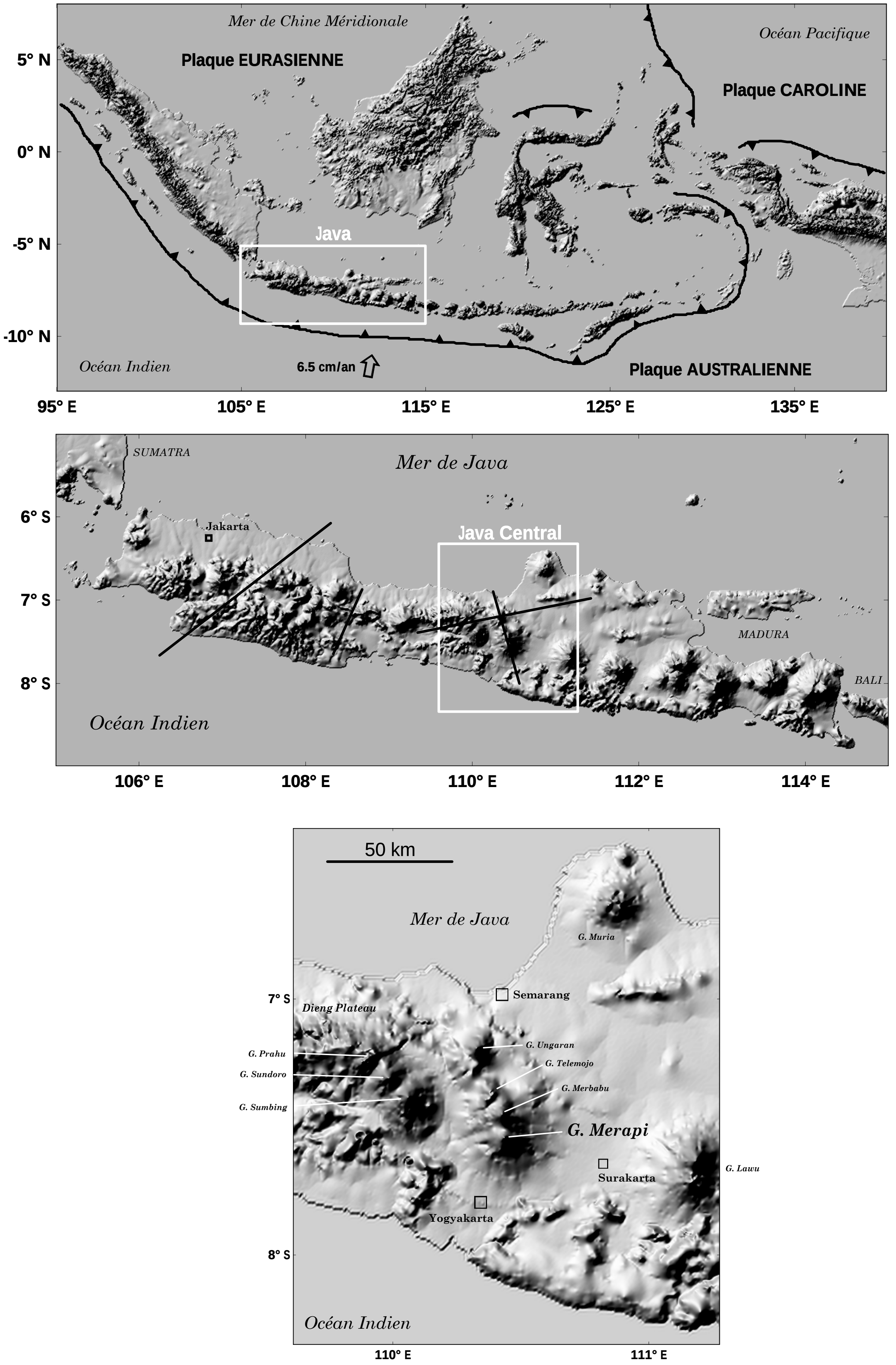


Figure 1.1. Section schématique de la zone de subduction au niveau de l'île de Java [d'après *Katili*, 1975].



Mer de Chine Méridionale
Océan Pacifique
Plaque EURASIENNE
Plaque CAROLINE
Java
Océan Indien
6.5 cm/an
Plaque AUSTRALIENNE
5° N
0° N
-5° N
-10° N
95° E
105° E
115° E
125° E
135° E
SUMATRA
Mer de Java
Jakarta
Java Central
MADURA
BALI
Océan Indien
6° S
7° S
8° S
106° E
108° E
110° E
112° E
114° E
50 km
Mer de Java
G. Muria
Semarang
Dieng Plateau
G. Ungaran
G. Telemojo
G. Prahu
G. Sundoro
G. Merbabu
G. Sumbing
G. Merapi
Surakarta
G. Lawu
Yogyakarta
Océan Indien
7° S
8° S
110° E
111° E

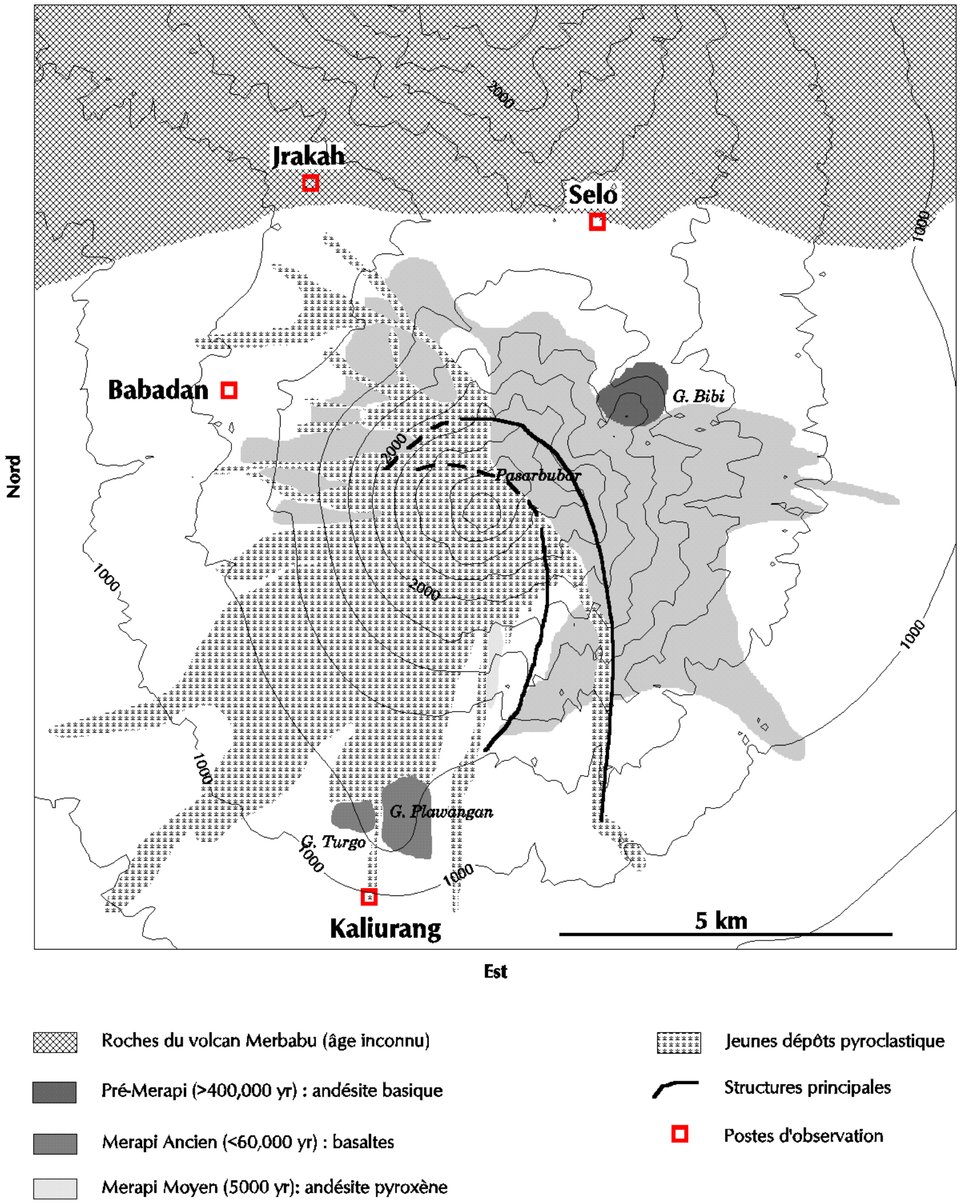


Figure 1.2. *(Page précédente)* Cartes topographiques en relief de l'arc insulaire d'Indonésie, de l'île de Java et de la région Java Centre (basées sur les données numériques globales GTOPO30, USGS). *(Ci-dessus)* Carte géologique simplifiée du Merapi et emplacement des postes d'observation.

Le Merapi appartient à un alignement de quatre volcans : Ungaran, Telemojo, Merbabu et Merapi, qui est une direction de fracture régionale N165°E,. Du nord au sud, ces volcans sont de plus en plus jeunes et le Merapi est le plus actif d'entre eux. D'autre part, depuis plusieurs siècles les centres éruptifs du Merapi s'alignent sur une direction N100°E qui correspondrait à l'expression en surface d'un dyke d'alimentation normal à la direction de subduction [*Neumann Van Padang*, 1951].

1.1.2. Histoire et formation du Merapi

La reconstitution chronologique de l'activité du Merapi a été établie à partir d'un remarquable travail de synthèse s'appuyant sur une téphrostratigraphie détaillée et la datation des produits éruptifs [*Berthommier*, 1990 ; *Berthommier et al.*, 1990 ; 1992]. Comme la plupart des

volcans andésitiques, l'histoire du Merapi a été marquée par une alternance d'épisodes effusifs et explosifs (voir Figure 1.3).

Pré-Merapi (plus de 400 000 ans)

La colline Bibi (2025 m) au nord-est du sommet actuel correspondrait à un ancien volcan dont un échantillon a été daté à 0.67 ± 0.25 Ma par la méthode K/Ar.

Merapi Ancien (entre ~60 000 et ~8 000 ans BP)

Cette période est caractérisée par de larges effusions basaltiques et par des brèches de nuées ardentes de type Saint-Vincent. Les principaux dépôts, coulées basaltiques et pyroclastiques, ont été trouvés sur les deux collines de Plawangan (1275 m) et Turgo (1250 m), situées au sud du Merapi. Une coulée de Gg. Turgo[1] a été datée par déséquilibre Th/U à 40 000 ± 15 000 ans BP. Le Merapi est donc un volcan très jeune.

Merapi Moyen (entre ~6 000 et ~2 000 ans BP)

Cette époque est marquée par des épisodes de grandes coulées andésitiques entrecoupés de nuées de type Saint-Vincent. Les étapes de sa construction sont les suivantes : *(a)* la « série de Batulawang » a tout d'abord formé un volcan primitif certainement plus grand que l'édifice actuel ; *(b)* cette activité s'est achevée par un événement majeur de type Mont Saint-Helens qui a détruit toute la partie ouest du volcan, laissant dans sa morphologie une grande dépression en forme de fer à cheval ; *(c)* le Merapi reprend ensuite son activité effusive par la « série de Gadjah Mungkur » qui lui a donné son volume actuel, estimé à 125 - 150 km^3 [*Berthommier*, 1990] et ses pentes abruptes.

Merapi Récent (entre ~2000 et ~600 ans BP)

À partir de cette période, les produits sont émis depuis le cratère de Pasarbubar et forment des dépôts peu épais. Trois types d'activité vont alterner : la mise en place de longues coulées d'andésite basique, la mise en place de nuées de type Saint-Vincent à blocs noirs (sur tous les flancs du volcan) et des éruptions sub-pliniennes et phréato-sub-pliniennes qui ont laissé des dépôts jusqu'à une altitude de 500 m, datés de 2200 à 270 ans BP. Cette période se termine par un nouvel événement majeur : une série de déferlantes va ensevelir des temples éloignés et atteindre l'emplacement de l'actuelle ville de Yogyakarta.

Merapi Contemporain (depuis au plus 600 à 250 ans)

L'activité contemporaine consiste en l'alternance de construction de dôme ou langues d'andésite très visqueuse et de leur destruction par des écroulements gravitaires ou des explosions, lesquels engendrent des nuées ardentes. Ces nuées se canalisent dans les rivières de la moitié ouest du volcan et leurs dépôts sont régulièrement remaniés sous forme de lahars.

On dispose d'écrits sur le Merapi dès l'an 1548, mais son activité commence à être bien détaillée seulement à partir de 1786, à l'époque où l'Indonésie devient réellement une colonie néerlandaise. Depuis un peu plus de 200 ans, on compte 39 périodes d'activité intermittente marquées par des explosions, des coulées de lave, des nuées ardentes, la formation de cratères et des poussées de dôme quasi continues. Les descriptions des phénomènes s'améliorent et se

[1] Gg. = *Gunung* = mont, colline (en indonésien).

précisent avec le temps ; pour le dernier siècle, les volcanologues ne se contentent plus de noter les phases explosives mais également le début et la fin de périodes effusives avec estimation des volumes de lave. La Figure 1.4 résume l'activité de surface contemporaine du Merapi, dans un mode binaire : explosions précédées et/ou suivies d'extrusion de lave, et périodes plus calmes sans activité apparente. La durée moyenne des éruptions ainsi représentées est de 1 an et 9 mois. La durée moyenne d'inactivité entre deux éruptions est de 6 ans. Sur cet intervalle, les périodes d'activité les plus longues sont celles de 1862 à 1869 et de 1992 à 1998.

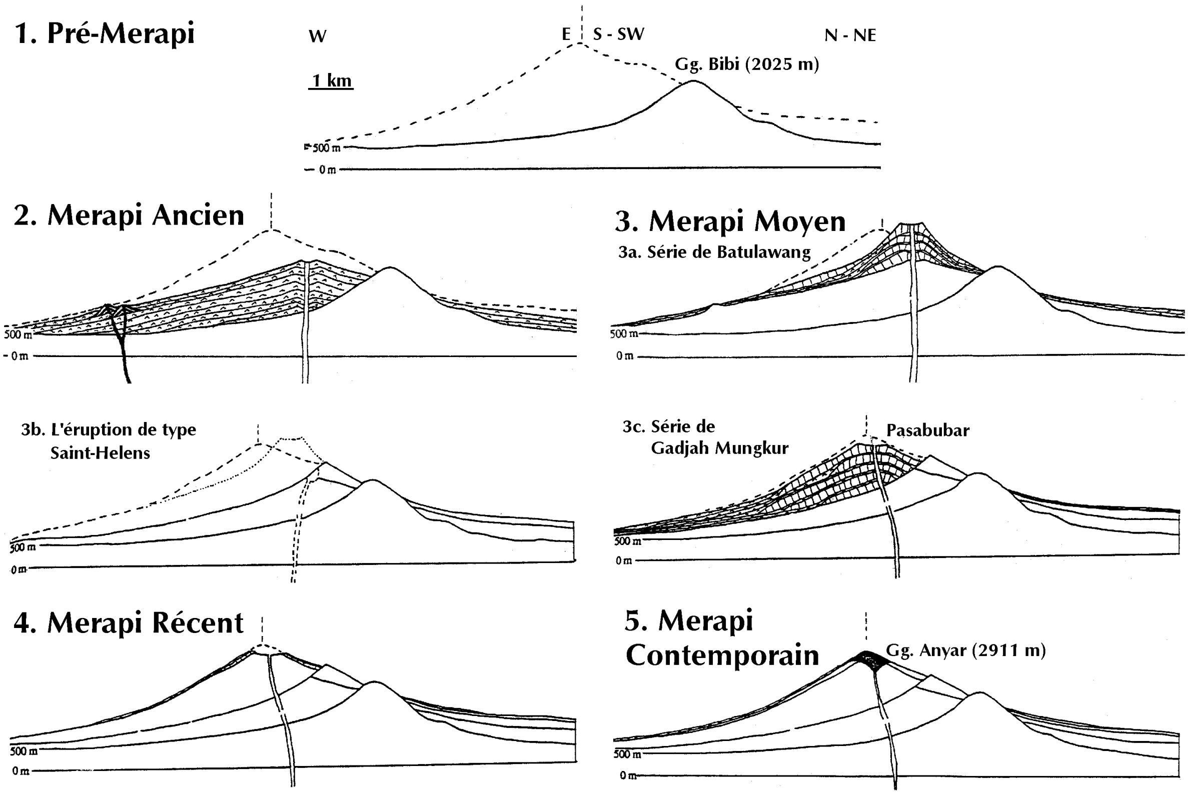


Figure 1.3. Reconstitution chronologique de la formation du Merapi représentée en coupes combinées O-E / SS0 - NNE [d'après *Berthommier*, 1990]. Le profil en trait tireté représente la topographie actuelle. (1) **Pré-Merapi** (au moins 400 000 ans BP) ; (2) **Merapi Ancien** (de 60 000 à 8 000 ans BP) = larges coulées basaltiques et nuées Saint-Vincent ; (3) **Merapi Moyen** (de 6 000 à 2 000 ans BP) = grandes coulées andésitiques (3a et 3c) entrecoupées d'une éruption de type Saint-Helens (3b) ; (4) **Merapi Récent** (de 2 000 à 600 ans BP) = coulées d'andésite, nuées Saint-Vincent et éruptions sub-pliniennes ; (5) **Merapi Contemporain** (depuis 600 - 250 ans BP) = dômes et nuées ardentes.

À titre d'exemples, on ne décrira ici que les trois éruptions les plus importantes :

- **15 au 20 avril 1872** : début de la plus grande éruption explosive connue qui généra un cratère de 600 m de diamètre et 200 m de profondeur, et détruisit tous les villages situés au dessus de 1000 m d'altitude. L'activité se poursuivit jusqu'au début de 1873.
- **18 et 19 décembre 1930** : activité paroxysmale d'une éruption qui avait commencé 23 jours plus tôt par des coulées de lave. Des nuées ardentes ont déferlé jusqu'à 15 km de distance et une énorme dépression s'est ouverte vers l'ouest jusqu'à une altitude de 2150 m. Cette éruption a fait 1369 victimes. Une phase effusive débuta en janvier 1931, formant un dôme dans la partie supérieure de la dépression, dont la mise en place s'est accompagnée de

nombreuses nuées ardentes. L'activité s'arrêta à la mi septembre 1931, mais d'important lahars chauds se déclenchèrent avec la saison des pluies.

– **8 mai 1961** : nombreuses explosions accompagnées de nuées ardentes s'étendant sur 12 km. Commencée le 19 mars 1961 après deux ans de repos, cette éruption a généré des nuées ardentes et des projections de lave incandescente à partir de deux évents sommitaux. L'éruption se poursuivit avec l'effusion de 13 millions m^3 de lave jusqu'aux 27 et 28 novembre 1961, dates auxquelles 90% du dôme s'est écroulé, générant des nuées jusqu'à 8 km du sommet.





Photo 1.1. Deux angles de vue du Merapi en 1993: *(a)* silhouette en cône presque parfait du sud-ouest (cliché *A. Pribadi*) ; *(b)* forme dissymétrique depuis le Merbabu au nord.

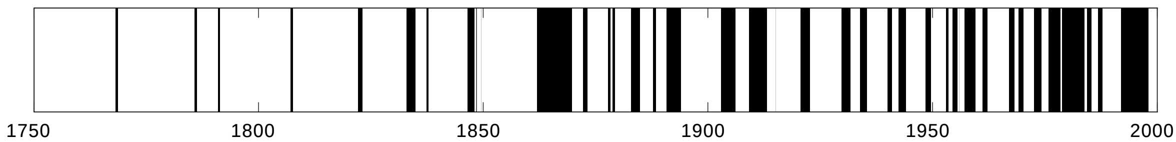


Figure 1.4. Activité éruptive du Merapi depuis 1768. Les intervalles noirs marquent des explosions précédées ou/et suivies d'extrusions de lave plus ou moins continues sous forme de coulées ou de dômes. La durée moyenne des périodes d'éruption est de 1.6 an, celle d'inactivité de 6 ans. Les descriptions s'améliorant en précision avec le temps, il est probable que l'augmentation progressive d'activité qui apparaît ne soit en fait qu'un artéfact.

La morphologie détaillée du sommet actuel résulte de l'activité complexe de ces deux derniers siècles (Figure 1.5). À 2650 m d'altitude se trouve la plate-forme de Pasarbubar, reste d'un vaste cratère datant probablement du *Merapi Moyen*, comblé par des éboulis de dôme et de projections aériennes. Gg. Pusunglondon (2675 m) est un vestige de son rempart oriental. Le cône sommital appelé Gg. Anyar[2] s'est formé pendant la période 1883 à 1906, à l'intérieur du cratère de 1872. Au sommet proprement dit, on trouve actuellement quatre cratères. Sur la partie est, Kawah[3] Mati, Kawah Gendol et Kawah Woro sont des restes du cratère formé en 1930, constitués des laves de 1906 et 1883. Toute la partie sud-ouest est occupée par le cratère principal en forme de fer à cheval, ouvert vers le sud-ouest. Celui-ci a environ 250 m de large et s'est formé lors de l'explosion de 1961, puis a été élargi par plusieurs explosions en 1967. Au nord, les bords sont constitués principalement de laves récentes datant de 1948 à 1957 et au sud-est par une coulée de

[2] *Gunung Anyar* = la nouvelle colline (en javanais).
[3] *kawah* = cratère (en indonésien).

1940. La plupart des laves du sommet ont été remaniées, fissurées et recouvertes de dépôts pyroclastiques variés par les activités explosives ultérieures, formant maintenant des coulées bréchifiées à matrice cendreuse. Le point le plus élevé du Merapi est un pic de lave 1955 appelé « *Puncak Garuda* » (2962 m), situé sur le bord nord-est du cratère.

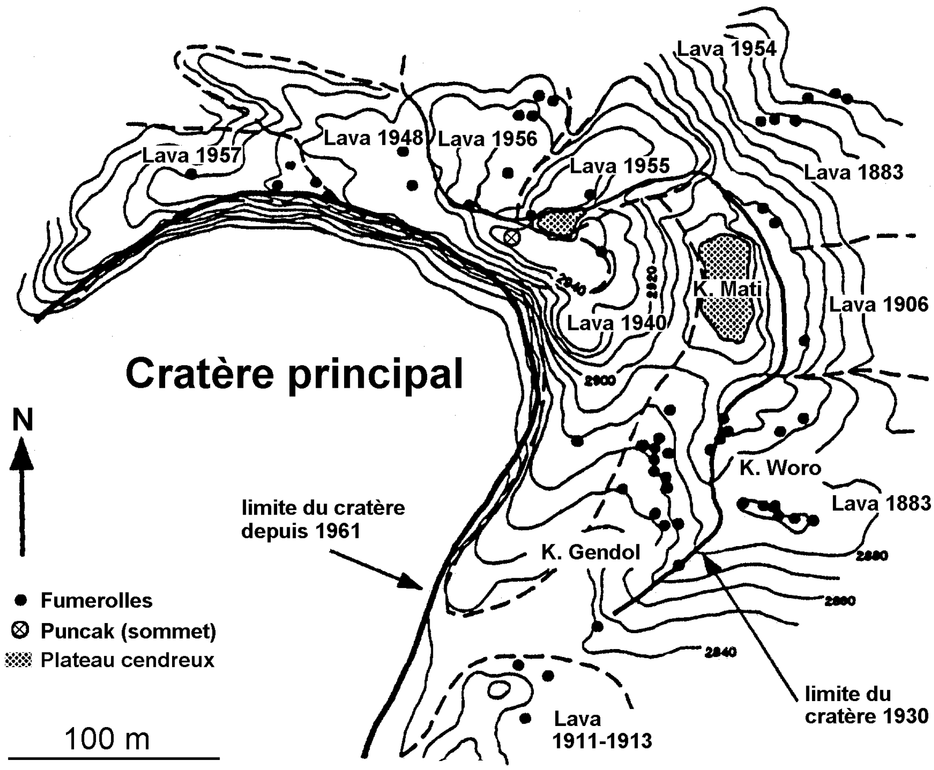


Figure 1.5. Carte du sommet du Merapi : coulées de lave et dates des éruptions associées, positions des différents cratères et zones de fumerolles [d'après *Ratdomopurbo*, 1995].

1.1.3. Activité et structure du volcan

Depuis l'éruption de 1961, l'activité du Merapi se localise à l'intérieur du cratère principal par des extrusions de dômes et par une forte activité fumerollienne dans les cratères de Woro et Gendol. L'émission continue de SO_2 (mesurée par la méthode COSPEC) est de l'ordre de 100 tonnes par jour en moyenne, mais peut atteindre 9000 t/jour pendant certaines crises (1983).

Construction continue de dômes, destruction et nuées ardentes

Dans le cratère principal, le magma andésitique plus ou moins complètement dégazé est lentement extrudé sous forme de dômes endogènes, avec un taux moyen de 20 000 m^3/jour (jusque 300 000 m^3/jour en période de crise). Le plancher du cratère étant incliné à 35° vers le sud-ouest, les dômes ont tendance à acquérir une forme ovoïdale et à s'écouler dans cette direction (voir Photo 1.3). Le cœur du dôme est visqueux et incandescent (aspect vésiculé des fragments d'avalanches) mais son enveloppe est solide (aspect massif et prismé) et constituée d'un amas de blocs de tailles diverses [*Berthommier*, 1990]. La morphologie du dôme change constamment avec le temps. Elle varie d'une forme hémisphérique quasi parfaite (Photo 1.2a) à des géométries plus complexe lorsque plusieurs points de sortie se sont succédés. Le dôme est pratiquement toujours

en état de stabilité critique, car les pentes atteignent par endroit plus de 60°, preuve d'un angle de frottement très fort (Photo 1.2b).





Photo 1.2. *(a)* Dôme de lave au 31 janvier 1992 vu du sommet. Le dôme s'est installé entre le bord ouest du cratère (à droite) et le dôme de 1984 entièrement recouvert peu après. Le diamètre de l'hémisphère fait environ 140 m et sa hauteur 40 m (cliché *J. Tondeur*). *(b)* Sommet du Merapi (« Puncak Garuda ») vu du bord ouest du cratère principal (lave 1957). À droite de la photo, une infime partie du dôme de lave de 1993 dont la pente très raide (environ 60° à la base) révèle un angle de frottement très important.

Ainsi, la croissance du dôme s'accompagne toujours d'effondrements gravitaires appelés « *guguran* ». Ces petites avalanches ont des vitesses de 50 à 90 km/h et s'étendent rarement sur plus de 1 ou 2 km. Elles sont clairement enregistrées sur les réseaux sismiques du MVO qui les comptabilise depuis des années. Leur nombre varie généralement de 100 à 400 par jour mais peut atteindre plus de 1000/jour au moment de la mise en place de nouveau dôme. Ce taux est vraisemblablement fonction de la vitesse d'extrusion de la lave mais également dépendant de critères climatiques (pluies) et mécaniques (géométrie du dôme). La première étude réellement quantitative de l'évolution des dômes du Merapi a été abordée en 1993 par *Ratdomopurbo* [1995]. Celui-ci analyse des photographies journalières prises au téléobjectif depuis le pied du volcan (exemple Photo 1.3). Il en déduit notamment des volumes (et donc des flux de masse) et une description très fine du processus d'extrusion et de son lien avec les séismes.

Les phases destructrices sont de deux types : (1) destruction partielle ou totale du dôme actif par une « explosion » à composante latérale dominante, engendrant des nuées ardentes (« *awan panas* »[4] ou « *wedhus gembel* »[5]) un peu plus rapides (plus de 110 km/h) et plus étendues (jusqu'à 10 km) que les avalanches gravitaires. (2) Explosion à composante verticale importante pouvant détruire des parties anciennes de dôme, laissant de vastes cratères et générant également des nuées ardentes. D'après les études de dépôts de *Berthommier* [1990], ces nuées ne peuvent pas être de type Saint-Vincent pendant la période historique du Merapi. En effet les

[4] *awan panas* = nuage chaud (en indonésien).
[5] *wedhus gembel* = mouton (en javanais, littéralement « chèvre ébouriffée ») par analogie avec sa toison.

matériaux projetés débordent du cratère mais les nuées sont toujours canalisées dans les rivières, ne franchissant pas les barrières topographiques.

Plusieurs auteurs ont tenter de définir un « type Merapi » [*Lacroix*, 1930 ; *Escher*, 1933 ; *MacDonald*, 1972 ; *Bardintzeff*, 1985 ;...] pour qualifier les nuées ardentes engendrées par de petites explosions localisées dans le dôme, mais il ne semble pas y avoir de limite franche entre une petite « awan panas » et une grosse « guguran », avalanche purement gravitaire qui peut libérer localement la pression gazeuse du dôme.



Photo 1.3. Sommet du Merapi le 24 août 1994, photographié au téléobjectif depuis 12 km à l'ouest (document MVO). À gauche la coulée de 1957, au milieu de couleur plus foncée, le dôme de lave formant une langue régulière, à droite le pic de Gegerbuaya.



Photo 1.4. Nuée ardente du 22 novembre 1994 à 14h local, photographiée depuis Kaliadem à 3 km au sud du sommet (cliché: *Mongin*). Les nuées se sont propagées sur 6.5 km dans la vallée de Boyong et ont détruit en partie les villages de Turgo et Kaliurang (66 personnes tuées et 94 gravement blessées).

Activité actuelle : de 1991 à 1997

Au début de ce travail, le Merapi venait d'entrer dans un nouveau cycle éruptif. Après une période d'inactivité d'environ 5 ans, marquée uniquement par une forte crise sismique en 1990 - 1991, un nouveau dôme s'est mis en place à partir du 20 janvier 1992 et a recouvert complètement celui de 1984 (voir Photo 1.2a). À la mi juillet 1992, son volume était estimé à 10.5 10^6 m^3, plus 3 10^6 m^3 expulsés lors des avalanches [*Zlotnicki & Bof*, 1998 ; *Zlotnicki et al.*, 1998]. Ce dôme n'a pratiquement cessé de croître depuis, avec des taux d'extrusion entre 5 000 et 200 000 m^3/jour, et des points de sortie variables mais toujours à l'intérieur du cratère principal (voir Figure 1.6). Il y a eu principalement trois événements explosifs :

- **2 février 1992** : 60 nuées ardentes s'étendant jusqu'à 4.5 km avec panache s'élevant à 2.6 km au dessus du sommet ;
- **18 avril 1993** : cycle de 60 nuées ardentes ;
- **22 novembre 1994** : 60 nuées ayant une portée jusqu'à 6.5 km (voir Photo 1.4) lors de l'écroulement de toute la partie du dôme formée depuis mars 1994 (volume total des dépôts estimé à 3.5 10^6 m^3) ; 66 personnes ont trouvé la mort [*Sukhyar*, 1995] ;
- **17 janvier 1997** : explosion verticale avec panache jusqu'à 4 km au dessus du sommet ; 3 jours plus tôt, 81 nuées ardentes étaient émises jusqu'à des distances de 6 km.

Les événements sismiques, comptés et classés quotidiennement en 6 catégories par le MVO, reflètent les différents types de phénomènes internes et externes au Merapi, identifiés par *Ratdomopurbo* [1995] (Figure 1.6). Les séismes « volcano-tectoniques » VTA (source > 2km) et VTB (< 1.5 km) sont de type cisaillants et traduisent un réajustement des contraintes sur des failles préexistantes autour de la chambre magmatique (augmentation de pression ?). Les séismes basse-fréquence LF sont des sortes de trémors 1.5 Hz de courte durée, de source très superficielle. Les séismes « multiphase » MP, difficiles à localiser car fortement atténués, sont de toute évidence liés à la sortie de lave ; ils seraient engendrés par les variations de flux du magma visqueux dans le conduit (friction sur les parois). Les séismes GG sont produits par les « gugurans », éboulements de roches depuis le dôme ; ils sont donc liés à la stabilité du dôme, mais aussi, en situation de régime, directement liés au flux de sortie du magma. Enfin, les nuées ardentes NA, produisent des séismes caractéristiques, toujours confirmés, dans la mesure du possible, par une observation visuelle.

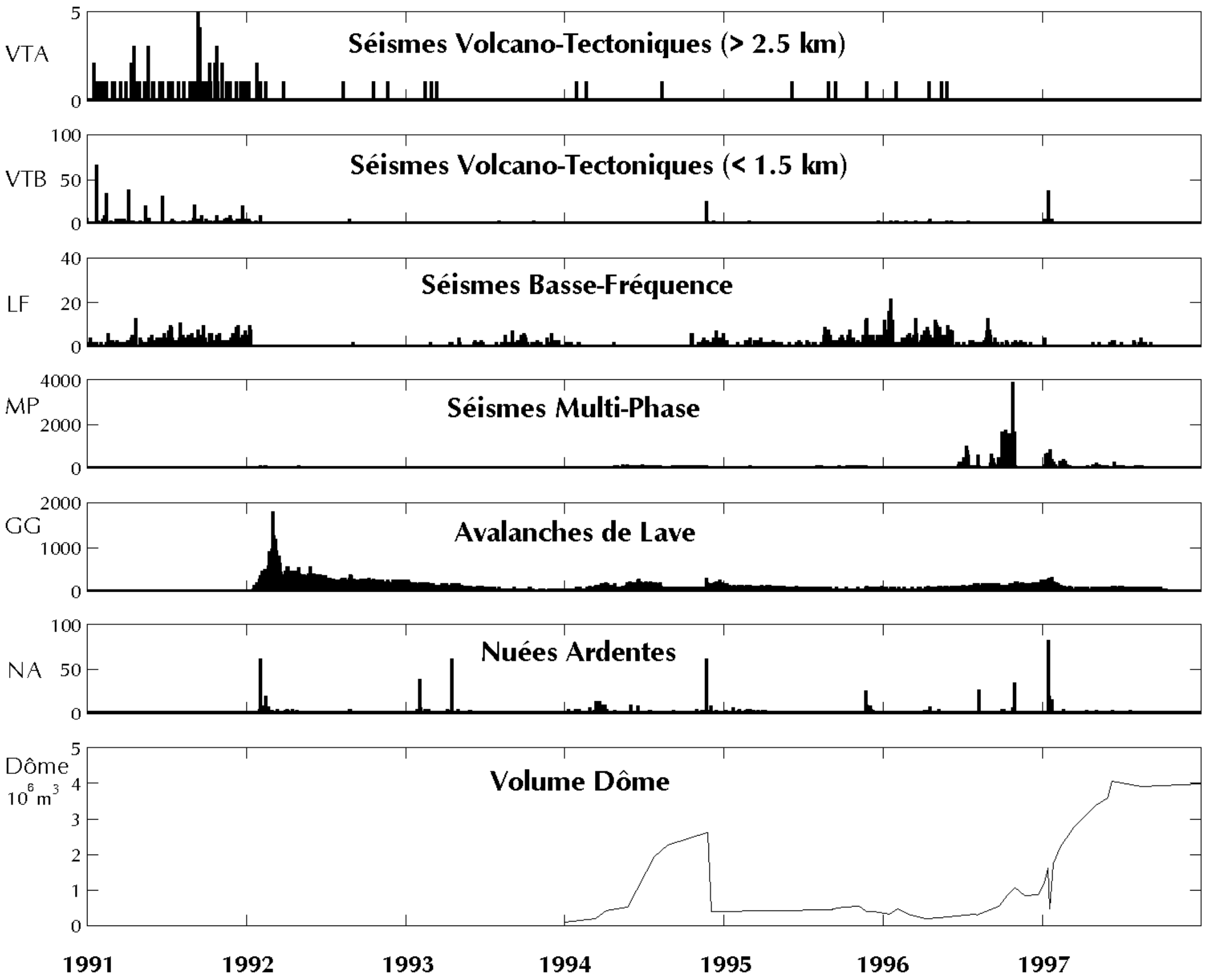


Figure 1.6. Activité sismique, nuées ardentes et volume du dôme de lave entre 1991 et 1997 (en nombre d'événements par jour et en m³). VTA = séismes volcano-tectoniques profonds (> 2 km), VTB = séismes volcano-tectoniques superficiels (< 1.5 km), LF = séismes basse fréquence (1.5 Hz), MP = séismes multiphase, GG = séismes associés aux avalanches, NA = nuées ardentes [Source: MVO].

Apport des mesures de déformation antérieures à ce travail

Depuis 1988, le VSI, en collaboration avec l'USGS, a progressivement mis en place plusieurs inclinomètres dans la zone sommitale autour du cratère. Un réseau géodésique a également été implanté et mesuré par trilatération (distancemétrie) plusieurs fois par an (voir §1.2.2 pour une description des techniques de géodésie). Ces mesures, destinées principalement à la surveillance en temps réel des déformations du volcan, n'ont pas encore été publiées et n'ont pu être intégrées à ce travail que partiellement.

La Figure 1.7 présente les déplacements horizontaux de 9 points géodésiques répartis autour du cratère, entre 1988 et 1992, c'est-à-dire sur une période encadrant l'extrusion du nouveau dôme de 1992. Globalement, on distingue un écartement des parois du cratère pratiquement concentrique mais inhomogène en amplitude, qui atteint plus d'un mètre pour les points du sud-est. Les points du sommet peuvent être regroupés en 6 zones de comportements différents : TRI (60 cm vers l'ouest), NUR et LIL (30 cm vers le nord), PUN et LUL (pas de mouvement), MAR et IPU (20 cm vers l'est), GQ4 (15 cm vers le sud), DOZ et ALB (100 cm vers le sud). Pour le couple de points TRI - ALB, la déformation est égale à 4 10^{-3}, à la limite du domaine

élastique. En revanche, entre les points GQ4 et DOZ par exemple, la déformation est de l'ordre de 10^{-2} de qui implique un comportement anélastique de la roche.

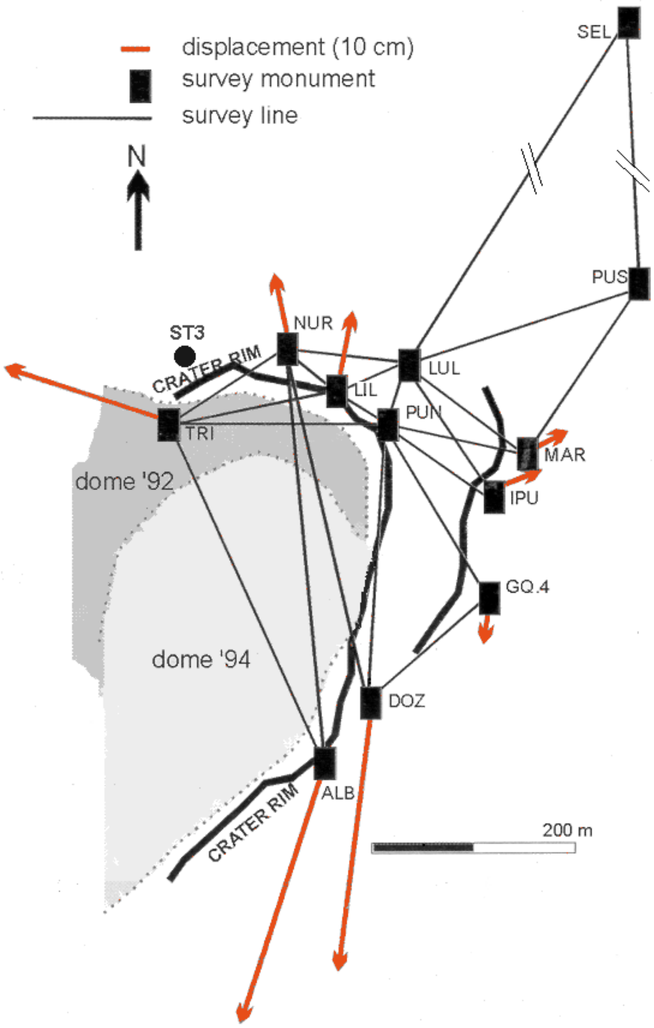


Figure 1.7. Réseau de trilatération AEMD au sommet du Merapi et déplacements horizontaux observés entre 1988 et 1992. L'extension des bords du cratère atteint plus d'un mètre sur cette période (source MVO). Le point SEL (à 1200 m du sommet) sert de référence. La station clinométrique n°3 est située non loin du point géodésique TRI.

La Figure 1.8 présente le signal clinométrique de l'une des stations sommitales (ST3), située sur le bord nord-ouest du cratère à une dizaine de mètres du point TRI et la corrélation avec les nuées ardentes (distances parcourues) entre début 1993 et fin 1994. L'instrument mesure les variations d'inclinaison du sol en un point, dans la direction radiale au cratère, exprimées en microradians (1 µrad équivaut à une élévation de 1 mm à 1 km de distance). La corrélation de ces signaux avec l'émission de nuées apparaît à deux échelles temporelles : (1) début 1993, une inflation d'environ 600 µrad (6 mm à 1 m) précède la nuée de quelques jours, suivie d'une déflation de 150 µrad juste après ; ce type de signal se retrouve avec des amplitudes différentes à d'autres périodes. (2) De mi 93 à fin 94, une large inflation de près de 2000 µrad (2 cm à 1 m) a précédé l'éruption de novembre 1994.

Il existe plusieurs fractures au sommet repérées par les géologues du MVO [*Sadjiman*, comm. pers., 1997]. L'une d'elle, située sur la coulée de lave 1956 a été mesurée manuellement

par le MVO entre 1991 et 1993. Une ouverture d'environ 5 cm a été notée au moment de la mise en place du nouveau dôme en janvier 1992. Nous ne disposions d'aucune mesure de déformation à plus large échelle que celle du dernier cône sommital.

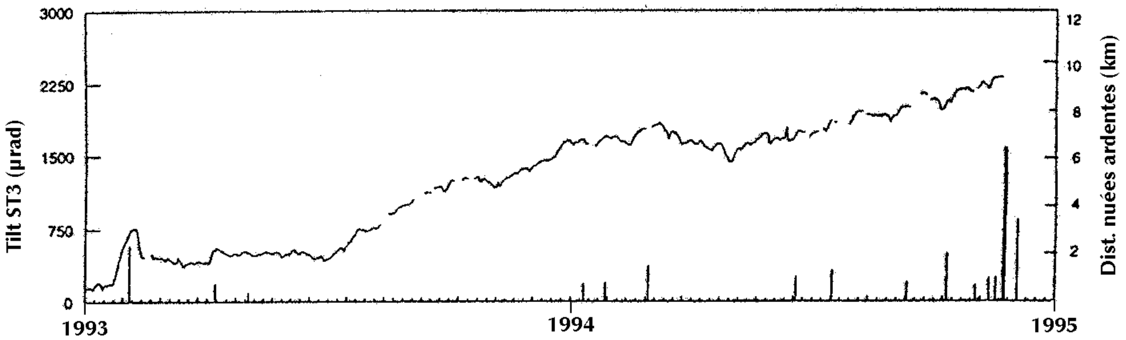


Figure 1.8. Signal clinométrique de la station n°3 installée en bord nord-ouest du cratère principal, et distances parcourues par les nuées ardentes, de 1993 à 1994. On y distingue des corrélations à deux échelles : des inflations de 600 μrad précédant de quelques jours certaines nuées (début 1993) et une large inflation de 2000 μrad pendant plus d'un an avant l'éruption de novembre 1994 [d'après *Subandriyo et al.*, 1995].

Informations sur la chambre magmatique

La localisation des événements sismiques détectés par le réseau du MVO (une dizaine de stations) fait apparaître deux zones asismiques : l'une entre 1.5 et 3 km sous le sommet et l'autre en dessous de 5 km (Figure 1.9). Ces zones sont interprétées comme la trace de chambres magmatiques [*Ratdomopurbo*, 1995 ; *Ratdomopurbo & Poupinet*, 1995], dans l'hypothèse que le magma est fluide et donc n'engendre pas de séismes.

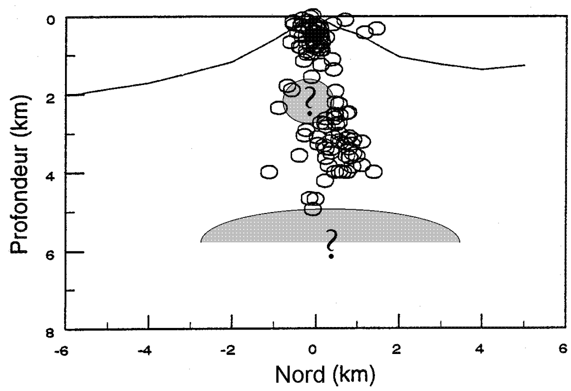


Figure 1.9. Localisation des séismes VTA et VTB en coupe verticale NS sur la période 1991 – 1992. Une zone asismique apparaît et pourrait correspondre à une poche magmatique superficielle de rayon 850 m dont le centre serait à 2 km sous le sommet [d'après *Ratdomopurbo*, 1995]. Il n'y a également aucun séisme à plus de 5 km sous le sommet.

L'hypothèse de la chambre superficielle semble compatible avec au moins quatre types de données indépendantes :

- les mesures de déformation AEMD de 1988–1992, présentées ci-dessus, modélisées par une source ponctuelle à 1.6 km sous le sommet [*Mogi*, 1958 ; *Suganda et al.*, 1995]. Les auteurs

signalent toutefois qu'ils ont utilisé un modèle élastique continu alors que les données indiquent clairement la présence de fractures actives dans la zone étudiée ;

- les mesures microgravimétriques de 1993–1994 modélisées par une sphère de 100 m de rayon située à environ 600 m sous le sommet, ou par un cylindre vertical à 1000 m sous le sommet [*Jousset*, 1996 ; *Jousset et al.*, 1998] ;
- la présence de métaux rares dans les dépôts fumerolliens de Gendol et l'augmentation du flux de SO_2 et de la température en 1991, révèlent une montée de nouveau magma qui aurait dégazé à environ 2 km de profondeur [*Kavalieris*, 1994] ;
- l'évolution du dôme de lave 1993–1994 (volumes, géométries et flux de masse) qui fixe le rayon de la chambre à 850 m si l'on suppose une longueur de conduit de 1000 m avec un diamètre de 20 m [*Ratdomopurbo*, 1995].

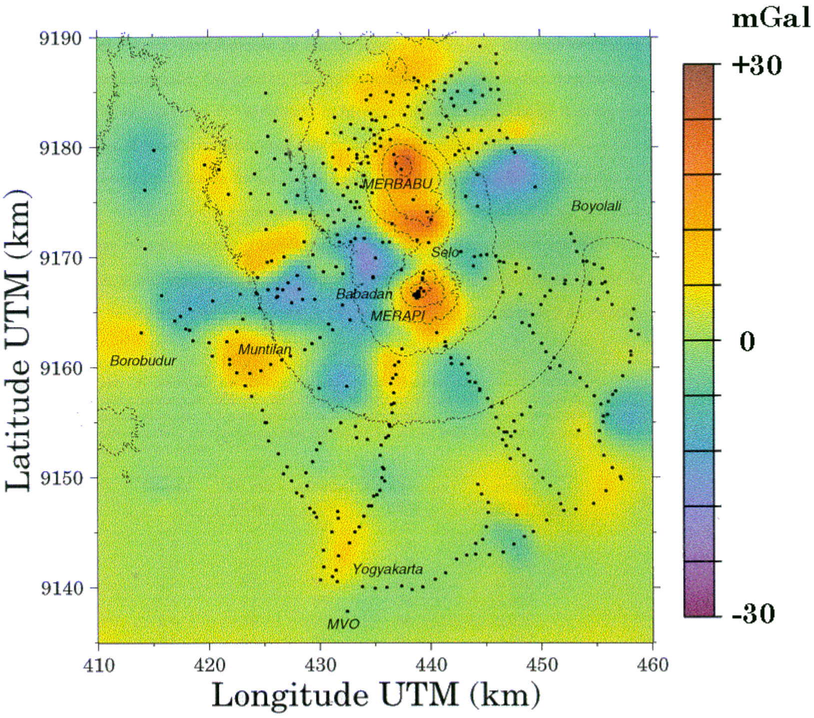


Figure 1.10. Carte d'anomalies gravimétriques résiduelles interpolées de la région du Merapi [d'après *Jousset*, 1996]. Les points noirs marquent l'emplacement des données. On y distingue essentiellement une anomalie de –15 mGal orienté N70°E traversant le complexe Merapi - Merbabu, une anomalie dépassant +30 mGal sous le Merbabu et une anomalie de +15 à +25 mGal sous le Merapi.

À l'échelle régionale, des études gravimétriques ont été menées et compilées par *Laesampura* [1994] puis *Jousset* [1996]. Les anomalies résiduelles (Figure 1.10), représentant la différence entre l'anomalie de Bouguer et l'anomalie régionale, correspondent à la signature de sources superficielles (moins de 10 km). On y décèle la présence d'un axe orienté N80°E traversant le complexe Merapi - Merbabu (anomalie négative) coupé par un autre axe nord-sud passant sous chacun des deux volcans (anomalies positives). Les données n'ont pas été modélisées mais ces anomalies semblent coïncider avec les failles régionales déjà mentionnées. L'anomalie positive située sous le Merapi, légèrement décalée vers le nord-est, a une longueur d'onde qui

nous renseigne approximativement sur la profondeur d'une zone à forte densité (source ?) : de l'ordre de 10 km.

1.1.4. Modèle *a priori* et objectifs de cette étude

Champ proche (sommet)

D'après ces études préliminaires, le comportement mécanique du sommet est donc caractérisé par de fortes déformations dépassant le domaine élastique à plusieurs endroits. Ces zones de concentration de déformations ont fait apparaître des fractures majeures qui sont activées au moins en mode I (ouverture / serrage).

Les mesures d'inclinaison montrent qu'il existe des périodes de déflation à la suite des nuées ardentes. Cela pourrait signifier que la roche a bien, par endroit, un comportement élastique à court terme. Néanmoins, il est nécessaire de prendre en compte les fractures qui semblent découpler des zones en blocs. La position, la taille et la profondeur de celles-ci joueraient un rôle déterminant sur les déformations du sommet et donc sur sa stabilité. L'histoire du Merapi nous révèle que l'édifice est sans cesse remanié par des explosions et la formation de nouveaux cratères ; il faut donc avoir conscience que la géométrie du sommet évolue.

La source des déformations sommitales est mal connue. Si l'on est sûr qu'il existe un conduit magmatique, on n'en connaît pas exactement le diamètre et la longueur. On ne sait pas non plus si une zone de stockage superficielle est effectivement présente. Les modélisations effectuées n'ont jamais tenu compte des fractures — on connaît pourtant leur influence sur le champ de déformation [*De Natale & Pingue*, 1993] — ou de la topographie véritablement tridimensionnelle et hautement asymétrique du sommet.

Champ lointain (édifice)

Le champ lointain des déformations est quant à lui pratiquement inconnu, alors que les mesures sismologiques et gravimétriques semblent indiquer l'existence d'un réservoir magmatique profond (entre 5 et 10 km sous le sommet).

Objectifs

Nous allons dans cette étude séparer les problèmes du sommet (dôme, fractures et système magmatique) et de l'édifice à plus grande échelle (chambre profonde). Dans un premier temps, nous n'allons pas nous intéresser aux phénomènes de stabilité du dôme, ni aux aspects dynamiques d'écoulement de fluides magmatiques, et nous concentrer vers l'étude de structure. Nous verrons pourtant, lors de l'interprétation de nos modèles (Chapitre 4 et 5), que nos données permettent de contraindre certains paramètres liés à la phénoménologie du volcan.

Pour l'étude de l'édifice (champ de déformation lointain), il y a encore beaucoup à découvrir. Nous chercherons donc d'abord à contraindre l'existence d'un réservoir profond, et, s'il existe, à en estimer la position, la taille, la forme et le volume.

Pour l'étude du sommet (champ de déformation proche), nous allons chercher à déterminer la géométrie 3D des fractures et leurs rôles dans le comportement du volcan. Cela devrait nous permettre de localiser plus précisément les zones fragiles et peut-être d'estimer les volumes de roche mis en jeu lors d'une déstabilisation. Pour la surveillance, la compréhension des phénomènes observés nécessite une bonne connaissance de la géométrie du sommet.

1.2. Techniques des mesures de déformations

1.2.1. Introduction

Pour la recherche et la surveillance des déformations en volcanologie, l'idéal serait d'obtenir en continu un champ de déplacement 3D avec une précision millimétrique et sur toute la surface du volcan. Cet outil n'existe pas encore, mais la combinaison des techniques actuelles permet toutefois d'apporter quelques éléments à une connaissance complète du champ de déformation.

La géodésie s'y prête particulièrement puisqu'elle a pour objet la mesure des dimensions de la Terre. On associe généralement ce terme à toutes les mesures de positionnement au sens général, indépendamment de l'échelle spatiale, de la méthode ou du paramètre mesuré. Depuis plus de cent ans, de nombreuses techniques de géodésie ont été développées et étudiées. Les termes consacrés à la géodésie se rapportent tantôt à la technique, tantôt à l'instrument, tantôt au paramètre recherché. *Ruegg* [dans *Bourdier et al.*, 1994] choisit de les classer en deux groupes : (1) la géodésie terrestre ou traditionnelle, basée sur des mesures au sol ; (2) la géodésie spatiale, apparue vers la fin des années 60, utilisant des satellites artificiels comme le *Global Positionning System* (GPS), dont nous parlerons amplement plus loin.

La plupart de ces techniques fait intervenir des instruments installés au-dessus de points matérialisés sur le terrain (les repères). Ceux-ci doivent être implantés par dizaines de façon à former un réseau ou un profil qui couvre toute la région supposée active, mais aussi au delà. On cherche alors à déterminer leurs coordonnées relatives par rapport à un point considéré comme fixe. Toutes les mesures de distances, d'angles et de différences d'altitude sont obtenues entre au moins deux repères. Ceux-ci doivent être stationnés par plusieurs opérateurs dont la dextérité et la rigueur sont déterminantes sur la précision de la mesure. En outre, les mesures sont souvent réalisées de manière très indirecte et avec des appareils faisant intervenir des parties optiques et mécaniques très délicates. Les effets météorologiques et les biais systématiques sur la mesure doivent être estimés pour déterminer une incertitude réaliste.

Par combinaison entre différentes méthodes et si le nombre de mesures est suffisant (on s'arrange généralement pour que les mesures soient redondantes), on peut calculer la position relative de chacun des repères dans l'espace, planimétrique ou tridimensionnel, avec une précision souvent sub-centimétrique. Après réitération, on en déduit des déplacements qui sont donc doublement relatifs : dans l'espace (par rapport au point de référence choisi) et dans le temps (intervalle entre les deux itérations). La spécificité commune à toutes ces méthodes géodésiques est l'autodétermination des erreurs internes grâce aux contrôles multiples et à la redondance de l'information.

Parmi les mesures de déformations qui intéressent la volcanologie, on trouve également des techniques qui ne font pas partie à proprement parler de la géodésie, car leur objectif n'est pas le positionnement. Ce sont toutes les mesures clinométriques (inclinaison du sol) et extensométriques (dislocation de fracture), qui se limitent généralement à des stations ponctuelles. D'un point de vue mécanique, ces techniques mesurent un paramètre du champ de déformation de l'édifice volcanique ; nous les inclurons donc sans distinction dans ce chapitre.

Il semble difficile d'avoir une vue d'ensemble de toutes les méthodes existantes sans les détailler une à une. Nous allons cependant tenter de présenter brièvement les plus importantes utilisées en volcanologie, en faisant ressortir les avantages et inconvénients qui nous permettront de faire un choix adéquat pour notre étude.

1.2.2. Présentation des différentes techniques

Mesures de distance

Les instruments de mesure dits « AEMD » (Appareils Électroniques de Mesure de Distances) sont des distancemètres électro-optiques à laser grande portée (jusqu'à 50 km) ou à diode infrarouge (jusqu'à 10 km). La distance entre 2 points est déterminée par la mesure du décalage de phase aller-retour du signal lumineux modulé en amplitude (et parfois en polarisation). Dépendant de la vitesse de propagation de la lumière dans l'air ambiant, la mesure « brute » doit être corrigée des effets de pression, de température et, dans une moindre mesure, d'humidité. On obtient alors une précision relative de l'ordre de 10^{-6}. La « trilatération » consiste à composer les mesures de distance entre tous les points du réseau pour en déterminer les positions dans l'espace.

Cette technique est utilisée au Merapi depuis 1988, sous forme de campagnes de mesures annuelles. Avec un investissement matériel une peu plus lourd, les mesures de distance peuvent être rendues automatiques. Au Piton de la Fournaise, trois cibles du flanc du volcan sont visées toutes les heures depuis le bord de la caldeira et les données sont radio-télétransmises [*Briole*, comm. pers., 1997].

Les mesures de distance par radar au sol permettent, avec des réflecteurs implantés, d'obtenir des distances à quelques ppm de précision (mm/km). Plus la distance est grande, plus la puissance de l'émetteur doit être forte. Les mesures radar, par opposition aux mesures optiques, ne sont pas gênées par les nuages mais sont tout de même perturbées par l'humidité relative de l'air ambiant. Il faut donc procéder à des corrections à partir de mesures météo, ou à des compensations grâce à des visées sur des points fixes déjà bien repérés. L'interprétation de mesures radar sans réflecteurs au sol, par analyse des signaux réfléchis sur le terrain nu, sont actuellement à l'étude [*Laffourcade*, 1998].

Mesures angulaires

Les théodolites sont des appareils qui permettent la mesure de l'angle azimutal ou zénithal entre 2 repères. La précision peut atteindre 10^{-4} degrés soit 1.6 µrad. La technique de « triangulation » permet d'obtenir la géométrie complète d'un réseau de points en les complétant par quelques mesures de distance pour une mise à l'échelle.

Le « nivellement trigonométrique » (ou géodésique ou indirect) associe 2 théodolites avec un distancemètre et permet de déterminer les variations d'élévation sur des distances très grandes (trajectoire décrite par un arc de cercle), avec une précision de 2 à 10 mm/km$^{1/2}$.

Mesures altimétriques

Le « nivellement direct » (ou nivellement géométrique de précision) permet de déterminer la différence d'altitude entre 2 repères. Lorsque les points sont éloignés (plus de 40 m) ou que la différence de dénivelée dépasse 3 m, on doit procéder par cheminement en portées successives. On réalise ainsi des profils. L'écart-type peut être au mieux de 0.5 mm par km de base.

Le « nivellement différentiel » mesure les différences d'altitude sur un ensemble de points très locaux, entre 3 et 8 repères formant une surface de moins de 1000 m^2, appelé « station d'inclinaison ». Il permet ainsi de déterminer les variations d'inclinaison avec une précision atteignant 5 µrad.

Aucune de ces deux méthodes n'a jamais été mise en œuvre au Merapi.

Photogrammétrie

La photogrammétrie aérienne est basée sur l'interprétation de vues stéréoscopiques à une échelle régionale. Elle permet de calculer un modèle numérique de terrain de toute la surface visée. C'est donc une méthode sans contact, mais pour améliorer la précision et permettre la localisation correcte des images, un certain nombre de cibles peuvent être installées au sol et mesurées conjointement par géodésie classique ou GPS. Les coordonnées tridimensionnelles de chaque repère sont déterminées avec une précision qui dépend des paramètres de prise de vue (de l'ordre de 3 à 10 cm). Avec 2 couples d'images, on obtient un champ de déplacements.

Au Piton de la Fournaise, deux campagnes photogrammétriques sur 125 cibles associées à des mesures géodésiques sur une centaine de repères ont permis plusieurs études du champ de déformation au cours du cycle éruptif 1983–1984 [*Zlotnicki et al.*, 1990 ; *Cayol & Cornet*, 1998a].

La limitation de cette technique est principalement son coût (location d'avion). Une variante consiste à effectuer des vues depuis le sol [*Ratdomopurbo*, 1995] mais les images sont alors incomplètes à cause des surfaces cachées par la topographie. Au Merapi, une caméra vidéo avait été installée au sommet du volcan par le CEA/LETI et a fonctionné pendant plusieurs années. Les images du dôme, retransmises en temps-réel, auraient dû permettre des estimations de topographie et de volume, et donc des calculs de stabilité de pente.

Global Positionning System

Le système de navigation par satellite GPS fournit en temps réel la position absolue d'un récepteur à la surface de la terre, et ce à quelques dizaines de mètres près. En géodésie, pour plus de précision, on utilise plutôt les mesures différentielles qui mettent en jeu au moins deux récepteurs en enregistrement simultané pendant plusieurs heures et utilisent la mesure de phase. Les satellites (voir Figure 1.11) émettent des signaux sur deux bandes de fréquences, enregistrés par les récepteurs (mono ou bifréquence) installés sur des repères au sol. Par traitement post-mission, on calcule les déphasages croisés des signaux entre deux satellites et deux récepteurs, puis par trilatération, le vecteur tridimensionnel entre les deux récepteurs en coordonnées géocentriques (ligne de base).

La précision dépend de la géométrie de la constellation de satellites au dessus du point de mesure, mais aussi de la connaissance des orbites, des perturbations ionosphériques (pour les bases $D > 15$ km, fortement atténuées par les récepteurs bifréquences) et troposphériques (météo locale) et des calculs effectués. On estime l'erreur globale sur les composantes horizontales à environ 2 mm + 10^{-6} à 10^{-8} D [*Botton et al.*, 1997], et environ le triple pour la composante verticale. Les lignes de base sont ensuite compensées sur tout le réseau, comme en géodésie classique, pour déterminer la position des repères dans l'espace.

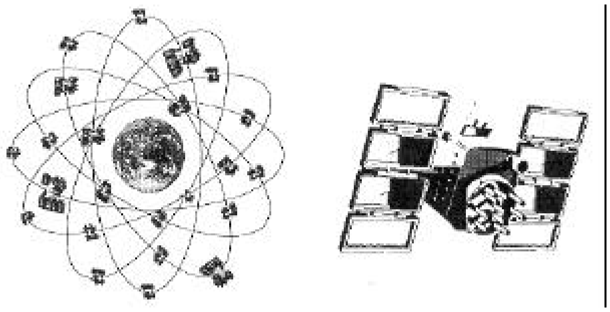


Figure 1.11. Constellation et satellite GPS.

Ce qui différencie principalement le GPS des mesures optiques classiques est la facilité de mise en œuvre sur le terrain : d'une part il n'est pas nécessaire d'être en vue directe entre les points de mesure et d'autre part la pluie et le brouillard ne perturbent pas la mesure. En revanche, l'angle d'ouverture vers les satellites doit être suffisamment grand pour permettre une trilatération spatiale correcte (absence de masques sur le site).

Le GPS continu est à l'étude depuis quelques années et commence à être opérationnel sur certains sites comme à Long Valley [*Webb et al.*, 1995], au Piton de la Fournaise ou à l'Etna. Le problème technique est de transmettre de gros volumes de données provenant des récepteurs installés sur un seul ordinateur et de les traiter en temps quasi réel.

Système de positionnement DORIS

Le système DORIS, actuellement embarqué sur 3 satellites, effectue des mesures de décalage Doppler entre deux fréquences (2 GHz et 400 MHz) émises par des balises au sol et les retransmet à un centre de contrôle. La position des balises d'émission est alors calculée avec une précision d'environ 2 cm en absolu et 1 cm en relatif, et est envoyée périodiquement aux utilisateurs (toutes les semaines). Ce système est constitué d'un réseau de base d'une cinquantaine de balise dites d'orbitographie, formant une couverture mondiale homogène. Des balises additionnelles de positionnement peuvent être prises en compte, mais leur nombre est très limité : 2 à 6 dans un rayon de 2000 km autour d'une balise d'orbitographie.

En pratique, le système DORIS ne peut donc servir qu'à la surveillance des déplacements d'un unique point de contrôle sur un volcan.

Interférométrie radar

Les systèmes de radar à synthèse d'ouverture SAR, embarqués sur plusieurs satellites (ERS1, ERS2, JERS1, Radarsat) ou sur la navette spatiale américaine (SIR), permettent une imagerie radar dense (pixel de 4 × 20 m pour ERS) sur de larges surfaces (50 × 50 km). L'interférométrie consiste à calculer la différence de phases entre 2 images dont les orbites de satellite sont proches. Après correction des effets d'orbites, de topographie et d'atmosphère, on obtient les déplacements de la surface du sol projetés sur la direction sol - satellite, représentés par des franges d'isovaleurs. Une frange vaut la moitié de la longueur d'onde du radar, soit 28 mm pour le satellite ERS. La précision peut atteindre un dixième de frange, soit environ 3 mm.

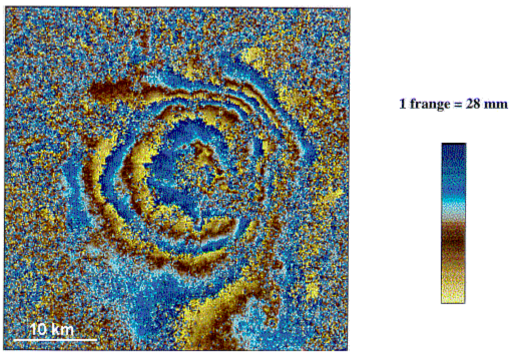


Figure 1.12. Interférogramme calculé à partir de deux images SAR ERS-1 d'octobre 1992 et octobre 1993 sur l'Etna. Par comptage des franges, on mesure une subsidence de 11.2 à 14 cm au sommet [*Massonnet et al.*, 1995]. On distingue de larges zones d'incohérence où le champ de déplacement n'est pas interprétable.

Les erreurs proviennent essentiellement des corrections topographiques (la qualité du MNT requis dépend du paramètre orbital « altitude d'ambiguïté »), des effets troposphériques et de la « cohérence » des interférogrammes qui autorise ou non le comptage correct des franges. On détermine donc un champ de déplacements dans la direction sol-satellite avec une précision centimétrique ou sub-centimétrique. La dynamique de mesure dépend entièrement du comptage des franges ; si l'interférogramme est parfaitement cohérent, on peut détecter des déplacements supérieurs au mètre.

Le problème principal de cette méthode est que l'on ne peut pas choisir exactement la période d'étude. Les couples d'images « interférométrisables » ne sont pas toujours disponibles et on est donc dépendant des bases de données existantes. Dans le meilleur des cas, on peut obtenir des couples d'images à un jour d'intervalle (tandem ERS-1 ERS-2), mais plus souvent à seulement 35 jours. En outre, il est pratiquement impossible de prévoir à l'avance si un site donnera de bons interférogrammes, car la cohérence dépend de l'état de surface du site étudié et de son évolution dans le temps (végétation, roches, sol humide ou non, ...).

On citera les travaux réalisés sur le séisme de Landers [*Massonnet et al.*, 1993 ; 1994] et sur l'Etna (Figure 1.12) [*Massonnet et al.*, 1995 ; *Delacourt*, 1996 ; *Briole et al.*, 1997]. Sur le Merapi, il n'existait pas de données exploitables au début de cette thèse.

Mesures d inclinaisons

Outre le nivellement différentiel, on emploie fréquemment des instruments automatisés permettant la mesure continue de l'inclinaison du sol en un point. Il existe un grand nombre de type d'inclinomètres, tous basés sur la mesure d'un écart à la direction de pesanteur terrestre (pendules verticaux, pendules horizontaux, niveaux à bulle, inclinomètres électroniques...) et de méthodes pour coupler l'instrument avec le sol (surface, puits, tunnel...).

Les inclinomètres se différencient essentiellement par leur couple dynamique / précision, (le rapport des deux étant généralement de 4 ordres de grandeur), par leur stabilité à long terme et leur sensibilité à la température. Le problème principal de l'inclinométrie est cependant le couplage avec le sol, ce qui est tout à fait critique pour les fortes sensibilités. En outre, on est fréquemment confronté aux problèmes de perturbations du site par des paramètres extérieurs (pluie, température).

Les meilleures stations atteignent des précisions de 10^{-8} rad (équivalant à une élévation de 1 mm à 100 km). Avec une telle sensibilité, on peut distinguer les déformations dues aux effets de la marée terrestre (10^{-7} rad) ce qui prouve un couplage parfait de l'instrument avec la Terre.

Mesures extensométriques

Installés entre les deux bords d'une fracture en surface, les extensomètres permettent la mesure des variations de longueur. La plupart du temps, on mesure les variations de distance dans le sens perpendiculaire à la fracture (ouverture / serrage), mais on trouve également des instruments tridimensionnels qui donnent les 3 composantes de la dislocation. Les mesures sont soit effectuées par un opérateur, soit de façon automatique en continue. La précision est de l'ordre de 0.2 mm sur des bases de 20 m maximum (10^{-5}) pour les systèmes à ruban. Elle peut être inférieure au µm sur des variations centimétriques mesurées avec des capteurs en silice.

Mesures indirectes des déformations

Les mesures du champ de pesanteur terrestre par microgravimétrie permettent de détecter des variations de densité et de mouvement de masse, avec une précision de l'ordre de 10 µGal (10^{-}

7 m/s²). D'une part, le champ de pesanteur présente un gradient vertical à l'air libre de l'ordre – 300 µGal/m en moyenne et, d'autre part, un mouvement vertical du sol entraîne un « effet de plateau » ou topographique dû à l'attraction du volume de terrain supplémentaire. Un gravimètre intègre donc la mesure des variations d'altitude et permet de détecter des mouvements verticaux de l'ordre de quelques centimètres [*Rymer & Brown*, 1986 ; *Jousset et al.*, 1998].

Paléogéodésie et géomorphologie / Observations visuelles

Pour être tout à fait exhaustif, il nous faut signaler ici que la géomorphologie permet, à partir de l'étude des structures de surface, d'étudier la cinématique et les mécanismes de grande déformation à des échelles de temps jusqu'à des millions d'années. Les études tectoniques et géologiques, par des observations de terrain ou des interprétations de photos aériennes ou satellitaires, s'intéressent surtout aux déformations à grande échelle spatiale : extrusion continentale, systèmes de failles... On peut appeler ce type d'étude la « paléogéodésie » [*Armijo*, comm. pub., 1998]. Ces études sont maintenant presque toujours complétées par la mesure de larges réseaux GPS.

D'autre part, les observations historiques (manuscrits, dessins, photos) sont bien souvent source d'informations très intéressantes et permettent quelques fois de quantifier l'évolution des volcans et de leur topographie. On peut citer ici le travail exceptionnel de *Minakami et al.* [1969] qui ont étudié les changements de topographie du Merapi en comparant des photos des années 1886, 1920, 1941 et 1968 prises du même endroit.

1.2.3. Classification et synthèse

Le Tableau 1.1 synthétise les différentes techniques de mesure de déformation et leurs caractéristiques principales : paramètre mesuré, dynamique et précision de la mesure, couverture spatiale et échantillonnage temporel, valeurs habituellement observées avec un matériel classique et des opérateurs non spécialistes d'une technique particulière. Aucune de ces techniques n'est idéale car aucune ne fournit un champ de déformation complet. On est donc contraint de réaliser plusieurs types de mesures complémentaires et de les intégrer ensuite. L'aspect financier n'est pas mentionné car il ne permet pas de faire une distinction significative ; il y a toujours un investissement de matériel de quelques dizaines ou centaines de kF, puis des coûts « humains » de maintenance et de mission de terrain sensiblement équivalents.

D'un point de vue logistique, on peut classer ces techniques en trois catégories :

– *Réseaux de répétition*. Ils permettent le positionnement relatif 2D ou 3D d'un réseau régional de repères (quelques dizaines de km) préalablement installés au sol (bornes, tiges métalliques ou marques). Les campagnes de mesures sur le terrain (trilatération, triangulation, nivellement, GPS) peuvent prendre plusieurs semaines suivant le nombre d'opérateurs et de matériels disponibles, et sont réitérées à période régulière. Cependant, en période de crise volcanique, certains réseaux peuvent être mesurés en une seule journée avec éventuellement une précision moindre. Les données brutes sont traitées en laboratoire après chaque mission.

– *Stations continues*. Ces stations enregistrent en continu un ou plusieurs paramètres avec un taux d'échantillonnage serré (entre 1 minute et 1 heure). Les instruments utilisés sont des inclinomètres, extensomètres, distancemètres, que l'on complète par des capteurs de paramètres météorologiques tels que la température, la pression, l'humidité, la pluviométrie ou encore des signaux de contrôle électroniques (tension batterie, bruit sur

court-circuit). Les problèmes principaux sont la protection des instruments contre les intempéries, l'autonomie de l'alimentation électrique (dimensionnement des panneaux solaires et des batteries) et la radio-transmission des données vers l'observatoire. Une fois installées, les stations demandent une maintenance continue. Les données doivent être analysées en temps quasi réel et les interventions doivent être immédiates pour ne pas interrompre les mesures en cas de panne.

– *Imagerie spatiale.* Les techniques satellitaires révolutionnent la géodésie classique de deux façons : d'une part on obtient pour la première fois un champ de déplacement très dense sur une large surface, et d'autre part il n'est pas nécessaire de se déplacer sur le terrain pour obtenir des données. Il y a là un avantage certain pour les zones difficiles d'accès et en cas de crise volcanique.

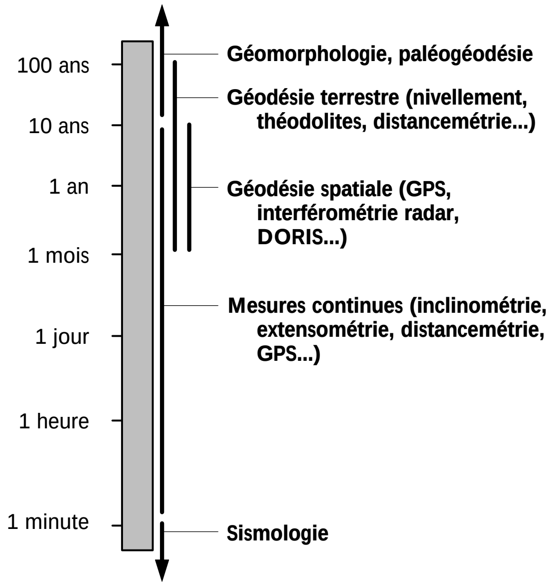


Figure 1.13. Plages temporelles des déformations pouvant être observées par les différentes techniques actuelles. Les intervalles donnés sont des ordres de grandeur mais montrent bien la nécessité d'une étude interdisciplinaire pour couvrir tout le spectre des phénomènes [d'après *Briole*, comm. pers., 1998].

La Figure 1.13 présente ces techniques en fonction des plages temporelles possibles et donc des types de déformations observables. L'objet d'une étude étant de couvrir tout le spectre des déformations — à moins d'avoir un modèle *a priori* très robuste — il faut remarquer tout d'abord qu'il est impossible de se passer des mesures continues. Cependant, celles-ci ne sont pas validées à long terme (plus de 10 ans ?) en raison des dérives instrumentales difficiles à estimer. Les géodésies terrestre et spatiale couvrent quand à elles les mêmes échelles de phénomènes.

Tableau 1.1. Présentation des techniques géodésiques applicables à la volcanologie en fonction des paramètres physiques mesurés, de la précision et de la couverture spatiale et temporelle permises. Ces valeurs correspondent aux caractéristiques habituellement observées avec des appareils classiques

Technique / Instrument	**Paramètre mesuré**	**Dynamique**	**Précision**	**Couverture spatiale**	**Échantillonnage temporel moyen**
Distancemétrie (AEMD)	distance (1D)	50 km	5 mm + 10^{-6}	réseau régional	qq jours / continu
Théodolite	angle azimutal ou zénithal	—	2 10^{-6}	réseau régional	qq jours / continu
Nivellement direct	différence d'altitude (1D)	3 m / 40 m	4 mm/km$^{1/2}$	profil régional	qq jours
Photogrammétrie	position relative (3D)	—	< 1 - 10 cm *	réseau dense régional	1 mois à 1 an
GPS (statique)	position relative (3D)	—	10^{-6}	réseau régional	1 mois / qq heures
système DORIS	position relative (3D)	—	1 cm	2 à 6 points	1 mois
Interférométrie radar	déplacement relatif (1D)**	> 1 m	3 mm	champ régional	1 jour / 1 mois
Extensométrie	déplacement (1 à 3D)	20 m	µm	local (fracture)	continu
Nivellement différentiel	inclinaison	—	< 10^{-5} rad	local (<1000 m^2)	1 mois à 1 an
Inclinométrie	inclinaison	10^{-3} rad	10^{-7} rad	local	continu

* dépend entièrement des paramètres de prise de vue.

** le déplacement relatif ne peut être déterminé qu'à partir de 2 sessions ou campagnes de mesure.

1.3. Choix des techniques et des sites d observation

1.3.1. Aspects logistiques

Le volcan Merapi est relativement difficile d'accès. Depuis le MVO à Yogyakarta, il faut compter environ 2 heures de voiture jusqu'au col (village de Selo) puis 3 à 4 heures d'ascension (1300 m de dénivelée) pour atteindre le sommet. Les données provenant des stations sommitales seront donc obligatoirement télétransmises au MVO. Les flancs du volcan sont plus facilement accessibles car il existe de nombreux chemins, mais ceux-ci sont tous en direction radiale au volcan (pas de transverses à cause des vallées très marquées) ; les trajets sont donc assez longs (voir Figure 1.16). En outre les routes ne sont pas toujours carrossables, le VSI possède pour cela plusieurs voitures tout-terrain mises à notre disposition. Les stations de mesures doivent cependant obligatoirement être éloignées des zones habitées (et donc des routes) pour éviter les perturbations liées à l'activité humaine et le vandalisme. La marche à pied est toujours nécessaire pour les atteindre, ce qui proscrit les matériels trop volumineux. Enfin, signalons qu'une station implantée sur le terrain doit être suffisamment robuste pour résister aux intempéries.

1.3.2. Méthodes de mesure et localisations

Pour les mesures de déplacements à l'échelle de l'édifice et du sommet, la technique GPS s'est imposée par sa bonne précision et sa facilité de mise en œuvre sur le terrain. La disposition en réseau et sous-réseau permet une bonne couverture spatiale mais la précision du positionnement vertical n'est cependant pas suffisante pour le champ lointain. Une mesure d'inclinaison sur le flanc du volcan est donc nécessaire ; elle apportera une contrainte très forte sur les déformations, ainsi que des mesures continues.

Pour les déformations locales du sommet, les mesures d'extensométrie sur les fractures paraissent les plus appropriées pour compléter le réseau GPS. Comme pour l'inclinométrie, elles ont une précision bien plus grande et l'aspect continu permettra de relier les mesures GPS souvent trop espacées dans le temps. Nous ajouterons également une mesure d'inclinaison pour les mêmes raisons.

Mise en place d un réseau GPS

Le réseau géodésique utilisé pour les mesures AEMD a été installé en 1988 par les équipes indonésiennes et américaines (Barry VOIGHT et Kirby YOUNG, USGS) et réitéré régulièrement pour la surveillance des déformations sommitales. Les repères de ce réseau ont été choisis pour avoir une vue directe entre chaque couple de points (contrainte inhérente à la technique AEMD), ce qui a entraîné une disposition du réseau assez lâche. En dépit de ces inconvénients, il nous a semblé judicieux de ne pas créer un nouveau réseau de points « spécial GPS », afin de pouvoir comparer et valider nos mesures avec celles du MVO.

Le GRDC (*Geological Research and Development Center*) de Bandung, également partenaire de l'accord de coopération avec la France, possédait déjà un récepteur GPS monofréquence de type *Sercel NR101*. En 1993, la Délégation aux Risques Majeurs a fourni au VSI un récepteur du même type et les campagnes de mesure ont ainsi commencé avec un équipement indonésien, sous la direction de Michel KASSER (CNAM). Signalons ici qu'un récepteur monofréquence coûte environ 2 fois moins cher qu'un bifréquence, alors qu'il apporte théoriquement la même précision sur un petit réseau.

En outre, un projet de mesures gravimétriques sur le Merapi a été entrepris en 1993 (Philippe JOUSSET et Michel DIAMENT, IPGP) et nous avons décidé conjointement de réaliser nos mesure aux mêmes emplacements et de toujours coupler les campagnes GPS avec la gravimétrie et la géodésie AEMD, offrant la cohérence indispensable des mesures.

Surveillance des fractures sommitales

D'après les mesures réalisées par le MVO sur certaines fractures, on sait que les dislocations sont de l'ordre de quelques centimètres en cas d'extrusion de dôme. Les extensomètres à câble les plus simples (précision d'une fraction de mm) sont donc tout à fait adaptés et seront installés sur toutes les fractures majeures connues.

Mesures d inclinaison au sommet

Le réseau MVO / USGS étant déjà assez fourni, nous n'avons pas cherché à en implanter un nouveau mais à le compléter par une station unique proche d'un point géodésique. La dynamique de mesure devra être assez grande (plusieurs centaines de µrad) et une grande précision n'est pas nécessaire.

Mesure d inclinaison sur le flanc

Ne possédant pas de modèle de déformation en champ lointain, nous ne connaissons pas l'ordre de grandeur des inclinaisons attendues sur les flancs du volcan, mais on la suppose faible sur un volcan andésitique. Nous n'avons donc installé qu'une seule station « test » mais avec une précision maximale et plusieurs composantes redondantes afin de valider le signal et quantifier des éventuels effets de site.

La localisation des amplitudes maximales d'inclinaison provoquées par une source située sous le sommet dépend de sa profondeur. Le modèle simple du point source dans un milieu élastique semi-infini [*Anderson*, 1936 ; *Mogi*, 1958], permet de calculer cette position, avec ΔV la variation de volume de la source, f la profondeur, et Δh la variation de hauteur à une distance horizontale r de la source :

$$\Delta h = \frac{3\Delta V}{4\pi} \frac{f}{\left(f^2 + r^2\right)^{\frac{3}{2}}} \; ; \qquad (1.1)$$

l'inclinaison maximale étant donnée par

$$T_{\max} = \left.\frac{\partial \Delta h}{\partial r}\right|_{r=f/2} , \qquad (1.2)$$

à la distance $r = f/2$ (annulation de la dérivée seconde du déplacement vertical). Pour une source entre 5 et 10 km de profondeur, ce maximum est donc situé sur une circonférence horizontale entre 2.5 et 5 km du sommet. C'est à cette distance que nous installerons notre station.

Les difficultés principales d'une mesure d'inclinaison de précision sont le couplage de l'instrument avec l'édifice volcanique et l'atténuation des perturbations externes : variations de température et circulation de fluides dans le sol. Les techniques habituellement utilisées sur les volcans peuvent être regroupées en trois types de méthodes (voir Figure 1.14) :

a) *Installation de surface* : les inclinomètres sont posés sur une coulée de lave massive et protégés localement par un boîtier isolant. Les instruments mesurent bien les déformations de l'édifice, mais l'ensoleillement de la surface entraîne de forts gradients de température

dans la roche ; les déformations « thermiques » sont donc importantes. En revanche la roche étant peu poreuse, les perturbations de la pluie se limiteront aux effets de charge.

b) Installation en puits (« bore hole ») : l'inclinomètre est enterré à quelques mètres de profondeur au fond d'un puits creusé dans une couche de dépôts. Les variations de température sont alors extrêmement faibles, mais les gradients de température restent assez forts dans ce milieu peu conducteur. En outre, la mesure est fortement perturbée par la pluie et les mouvements de nappe phréatique dans un milieu très poreux.

c) Installation type « Sakurajima » : les inclinomètres sont installés en profondeur (plusieurs centaines de mètres) dans une coulée de lave massive. Ce système offre un couplage parfait avec la roche et s'affranchit de tous les types de bruit [*Yoshikawa*, 1962 ; *Eto*, 1965 ; 1966 ; *Kamo & Ishihara*, 1989], mais le coût de sa réalisation est prohibitif.

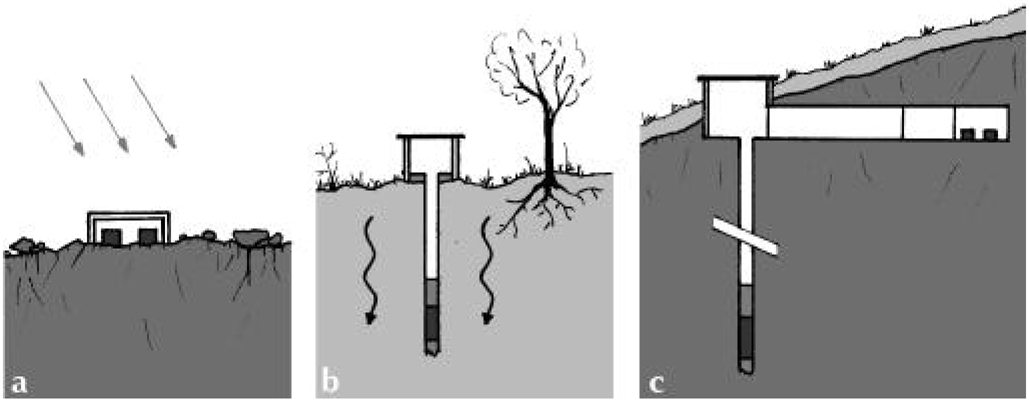


Figure 1.14. Différentes techniques de couplage d'inclinomètres avec le sol. *(a)* installation de surface, posés sur une coulée de lave massive et protégés localement. *(b)* installation en puits à quelques mètres de profondeur dans le sol. *(c)* tunnel et puits profonds creusés dans la lave massive.

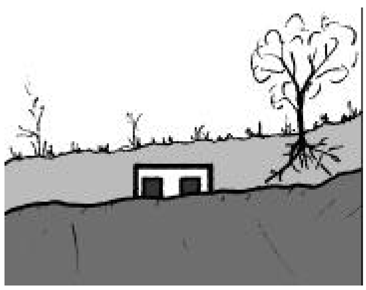


Figure 1.15. Mode d'installation choisi pour notre étude : les inclinomètres sont posés sur une coulée de lave massive recouverte naturellement par une épaisseur de terre (quelques mètres).

Sur le Merapi, nous avons mis en œuvre une quatrième méthode d'installation de surface (Figure 1.15) : les inclinomètres sont posés sur une coulée de lave massive mais celle-ci est recouverte d'une fine couche de terre (quelques mètres) qui forme un isolant naturel sur toute la surface. Les variations de température sont donc assez faibles, et ni l'ensoleillement ni les circulations d'eau n'ont d'effet important sur les mesures. Avec cette méthode peu coûteuse, nous

bénéficions des avantages des types d'installation *a)* et *b)*, sans les inconvénients. Nous verrons aux Chapitres 2 et 3 les résultats apportés par cette méthode.

1.3.3. Synthèse des techniques et sites choisis pour cette étude

Nous présentons au Tableau 1.2 l'ensemble des projets que nous avons entrepris au Merapi pour notre étude du champ de déformation, de 1993 à 1997, pour lesquels nous avons collecté ou non des données. Nous distinguons de façon simpliste les objectifs d'étude de la structure profonde et superficielle, en fonction de la localisation des mesures (flanc ou sommet). Les mesures sommitales, et en particulier les stations continues, ont toutes un objectif supplémentaire de surveillance : les chercheurs du MVO les ont intégrées avec leurs propres données et les interprètent en se basant sur leur expérience du volcan.

La Figure 1.16 (page 38) présente les positions des points de mesure choisis, à l'échelle de l'édifice et du sommet, et la technique utilisée.

Tableau 1.2. Synthèse des techniques, localisations et objectifs associés.

Technique	Localisation	Paramètre mesuré	Objectifs
GPS	flancs (réseau 5 points)	déplacements 3D	structure profonde
	sommet (réseau 9 points)	déplacements 3D	structure superficielle
Extensométrie	sommet (4 fractures + cratère)	distance 1D	structure superficielle
Inclinométrie	sommet (2 stations)	inclinaison radiale	structure superficielle
	flanc (1 station 5 composantes)	inclinaison radiale et tangentielle	structure et phénomènes profonds

Au cours de ce travail, le réseau GPS a fortement évolué (ajout de nouveaux points et abandon de certains) et les stations de mesures continues n'ont pas toutes fonctionné correctement. Le chapitre suivant présente en détail les mesures instrumentales réalisées et les données brutes acquises : réseau GPS 1993-1997 (§2.1), extensométrie sommitale 1993-1996 (§2.2) et inclinométrie 1995-1997 (§2.3) au sommet et sur le flanc (station *Deles*).

Dans la suite de ce manuscrit, nous avons toujours noté les noms des points de mesures en caractères gras (repères GPS, inclinomètres, extensomètres).

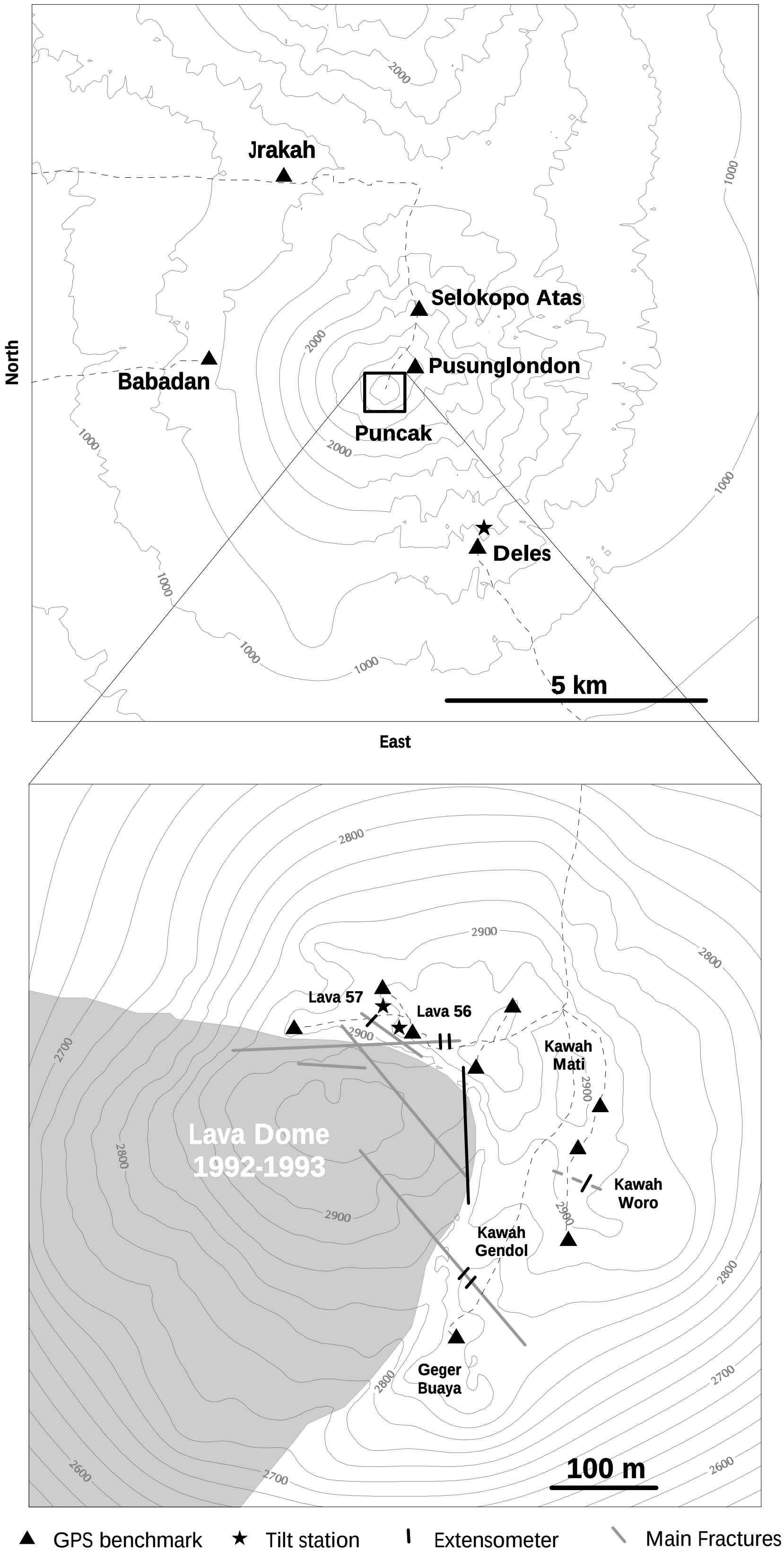
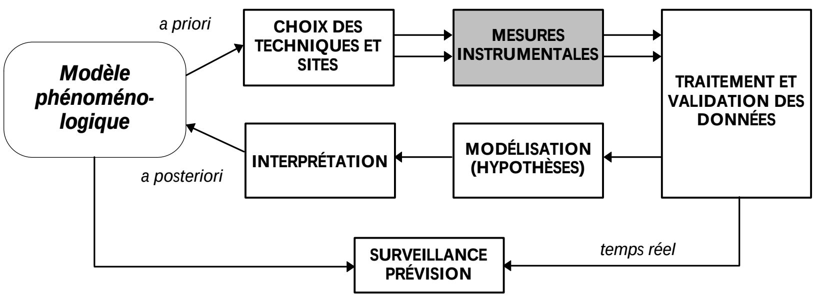


Figure 1.16. Localisation des sites de mesure sur le Merapi : réseau GPS (triangles) à l'échelle de l'édifice et sous-réseau au sommet (*Puncak*), stations clinométriques (étoiles) sur le flanc (*Deles*) et au bord du cratère (*Lava 56 et 57*), et extensomètres (traits noirs) sur 4 fractures sommitales (*Lava 56 et 57, K. Woro et K. Gendol*) et en travers du cratère principal. Les traits tiretés représentent les voies d'accès aux sites (route ou chemin).

2. Mesures instrumentales



2. Mesures instrumentales

Résumé. Sur le Merapi, nous avons mené cinq campagnes de mesure GPS différentiel (*Global Positionning System*) de 1993 à 1997 sur un réseau de 14 repères. Quatre stations continues extensométriques et clinométriques ont été installées entre 1993 et 1995. Dans ce chapitre, nous présentons pour chacune de ces techniques les données brutes corrigées des problèmes purement instrumentaux et calibrées en unités physiques. Nous analysons ensuite les signaux continus en terme de bruit moyen à court et long terme, et les mesures GPS en terme d'incertitude sur chaque composante du vecteur de ligne de base.

2.1. Mesures du réseau GPS

2.1.1. Mode statique géodésique

Il y a actuellement 24 satellites de la NASA répartis sur 6 orbites planes, à 20 000 km d'altitude, d'inclinaison 55° sur l'équateur et de période 12 heures. Cette constellation assure à tout moment, et en n'importe quel point du Globe, une visibilité simultanée de 4 à 8 satellites ayant une élévation d'au moins 15°, ce qui est suffisant et nécessaire pour calculer la position absolue dans l'espace (voir Figure 2.1). Trois satellites sont en effet nécessaires pour calculer la position du point à partir des distances mesurées (intersection de 3 sphères), mais un quatrième doit être utilisé pour tenir compte de la non synchronisation du récepteur avec les horloges des satellites. La précision du positionnement dépend entre autre de la géométrie de la constellation de satellites au dessus du point de mesure (calcul du paramètre *GDop*, voir Figure 2.2).

Les satellites émettent des signaux sur deux bandes de fréquences (L_1 à 1.57542 GHz et L_2 à 1.22760 GHz) qui sont contrôlées par une horloge atomique embarquée stable à 10^{-13} s sur un jour. Le satellite envoie plusieurs messages codés : des informations sur les orbites et l'état du satellite (éphémérides) et des codes pseudo-aléatoires (code C/A sur la porteuse L_1 et P sur L_1 et L_2) contenant les données. Ces signaux sont volontairement dégradés pour limiter la précision obtenue par les utilisateurs civils. Un récepteur effectue deux types de mesures : pseudo-distance sur les codes C/A et/ou P et phase sur les porteuses L_1 et/ou L_2.

La technique de double différence

Le positionnement statique est le mode traditionnel du GPS différentiel pour l'établissement de canevas ou réseaux de géodésie. Il s'agit d'observer sur chaque station les phases sur au moins 4 satellites communs afin de calculer une position relative des bases. Le traitement que nous avons utilisé est la « double différence » qui permet de calculer les déphasages croisés des signaux entre deux satellites et deux récepteurs, en éliminant les décalages d'horloge [*Goad & Mueller*, 1988 ; *Dixon*, 1991].

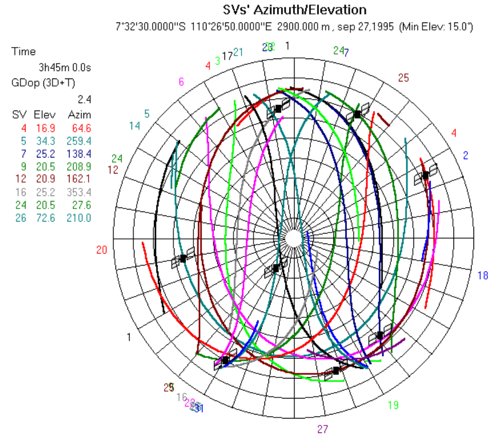


Figure 2.1. Trajectoires théoriques des satellites GPS au dessus du Merapi le 27/09/95 (SERCEL GPSWin).

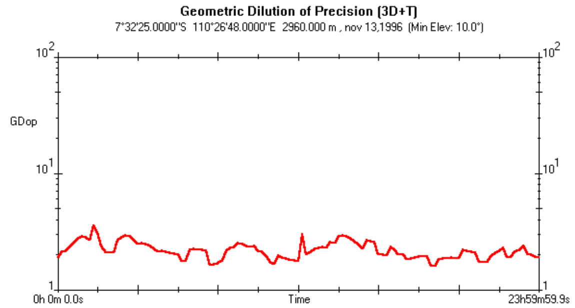


Figure 2.2. Valeurs prédictives du coefficient d'affaiblissement de la précision géométrique GDop, au dessus du Merapi le 13/11/96, entre 00:00 et 23:59 UT (programme *SERCEL GPSWin*). Le calcul de ce coefficient intègre les paramètres de géométrie de distribution des satellites au dessus d'un point, et donc de la précision possible de positionnement. Une valeur inférieure à 5 est considérée correcte.

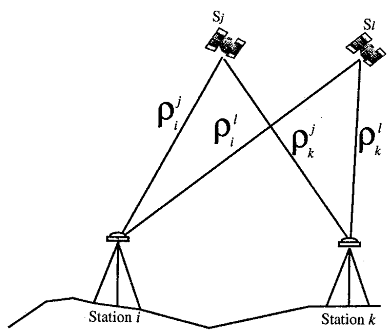


Figure 2.3. Technique de la double différence permettant l'élimination des décalages d'horloge entre 2 récepteurs GPS en positionnement relatif [*Botton et al.*, 1997].

La mesure de phase n'est connue qu'à une constante entière près (nombre de cycles) appelée « ambiguïté entière ». Cette valeur ne varie pas au cours d'un enregistrement pour un satellite et un récepteur donnés, à condition que la réception du signal ne soit pas interrompue. L'ambiguïté devra être fixée par le calcul. La double différence s'exprime en fonction des mesures de phase entre 2 récepteurs i et k et 2 satellites j et l (Figure 2.3) :

$$\Phi_{ik}^{jl} = \Phi_{ik}^{l} - \Phi_{ik}^{j} = (\Phi_k^l - \Phi_i^j) - (\Phi_k^l - \Phi_i^j)$$
$$\Phi_{ik}^{jl} = \frac{f}{c}(r_k^l - r_k^j + r_i^j - r_i^l) - (N_k^l - N_k^j + N_i^j - N_i^l) \qquad (2.1)$$

où f est la fréquence porteuse, c la vitesse de la lumière, r les distances géométriques, Φ les phases mesurées entre un satellite et un récepteur et N les ambiguïtés entières.

Cette méthode permet également de diminuer l'influence des erreurs d'orbites, et de corriger de la propagation et de certains effets de dégradations volontaires. Le temps d'observation doit être suffisant pour résoudre les ambiguïtés, et il dépend de la longueur de base et des conditions atmosphériques.

Sources d erreurs

Les logiciels de traitement GPS estiment un écart-type sur les bases mesurées qui inclut la dispersion des mesures pendant l'enregistrement. La précision théorique de la mesure d'une ligne de base de longueur D < 15 km, avec des récepteurs monofréquence est de 2 mm + 2 10^{-6} D, si les ambiguïtés sont toutes fixées. Il existe d'autres sources d'erreurs qui ne sont pas toujours prises en compte dans ces calculs :

– *connaissance des orbites satellitaires* : ces informations constituent un « almanach » stocké dans le satellite et transmis au récepteur lors de la mesure. Elles sont assez précises pour que les effets soient négligeables sur de petites bases (inférieures à 10 km) mais affectent les composantes horizontales sur de longues bases; on peut alors injecter dans le calcul post-mission les orbites précises mesurées par la NASA;

– *effets de l ionosphère* : affectent uniquement les longues bases (plus de 15 km) mais peuvent être largement diminués en utilisant des récepteurs bi-fréquence;

– *effets de la troposphère* : affectent surtout la composante verticale des mesures dès que la base dépasse quelques kilomètres, ou bien que la différence d'altitude est importante (au delà de 500 mètres). Il faut dans ce cas utiliser des mesures météo locales (pression, températures sèche et humide) sur tous les points mesurés simultanément. Nous verrons en détail de type de traitement au § 2.1.4 ;

– *effets des trajets multiples* : dépend du site choisi (surfaces réfléchissantes) et de l'élévation des satellites; cet effet étant de courte durée, de longues observations sur des distances courtes, en relatif, permettent en général de le minimiser ;

– *positionnement de l antenne sur le point* : l'antenne du récepteur est fixée à un trépied posé à la verticale du repère sur le terrain. On connaît en général cette position à ± 1 mm en horizontal (centrage optique ou au fil à plomb) et ±2 mm en vertical (hauteur d'antenne).

Par expérience [*Duquesnoy*, comm. pers. 1994], la somme de toutes ces erreurs vaut en moyenne σ = 5 mm en Est, 7 mm en Nord et 15 mm en vertical. Une façon de diminuer ces erreurs est de répéter les mesures de chaque base, un autre jour, à une heure différente, en repositionnant l'antenne sur le repère. On s'assure ainsi de l'indépendance de chaque source d'erreur. Signalons que de récentes recherches ont permis d'atteindre 1.2 mm d'erreur sur la composante verticale et une fraction de millimètres sur les composantes horizontales (11 jours de mesure sur une ligne de base de 43 km) [*Alber et al.*, 1997] : l'utilisation de larges antennes spéciales minimisent les effets de trajets multiples et l'enregistrement continu de la pression au cours d'une session permet une correction très fine des d'effets troposphériques.

Après ajustement des bases par rapport à un point de référence (« compensation », voir Chapitre 3), l'erreur finale sur ces positions est estimée par la fermeture, comme en géodésie classique, et des différents recoupements entre les points. L'utilisation de plus de deux récepteurs simultanés permet de multiplier les combinaisons et ainsi de diminuer considérablement les erreurs, sans pour autant augmenter la durée de la campagne de mesure.

2.1.2. Système de coordonnées géocentriques

Un point M à la surface de la Terre peut être repéré par deux types de coordonnées (voir Figure 2.4) :

- *cartésiennes géocentriques* : coordonnées (X,Y,Z) dans un trièdre de référence dont l'origine est proche du centre de masse de la Terre, dont l'axe Z est proche de son axe de rotation et dont le plan OXZ est proche du plan méridien d'origine. On s'affranchit ainsi du problème de référentiel local, dépendant d'un ellipsoïde et d'un type de projection;
- *géographiques ou ellipsoïdiques* : coordonnées (λ,ϕ,h) ; le point m est la projection du point M selon la normale Mm à l'ellipsoïde de révolution centré en O, λ est la longitude du point m, ϕ est sa latitude et h = mM l'altitude ellipsoïdique du point M.

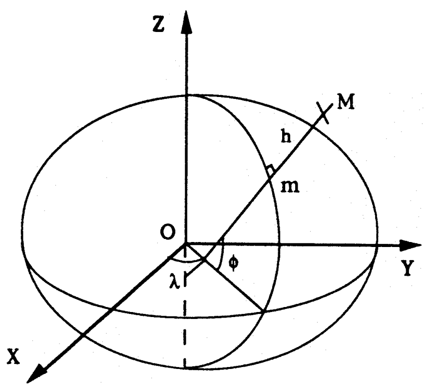


Figure 2.4. Repère géodésique : coordonnées géocentriques (X,Y,Z) et géographiques (λ,ϕ,h).

L'ellipsoïde de référence est défini par deux paramètres : rayon de courbure au pôle *c* et seconde excentricité e. La grande normale *N* de l'ellipse méridienne en un point M de coordonnées géographiques (λ,ϕ) est définie comme :

$$N = \frac{c}{\sqrt{1 + e'^2 \,.\cos^2 f}}$$

La transformation des coordonnées ellipsoïdiques en coordonnées géocentriques est alors donnée par : X = (*N* + h).cosϕ.cosλ, Y = (*N* + h).cosϕ.sinλ et Z = (*N*/(1 + e'^2) + h).sinϕ. Il existe un calcul analytique direct pour effectuer la transformation inverse [*Wells et al.*, 1986]. L'ellipsoïde utilisé habituellement en géodésie est celui référencé au système WGS 84.

2.1.3. Présentation du réseau Merapi

Il est constitué (voir Figure 1.16, Chapitre 1) de 9 points au sommet du volcan (vers 2900 m d'altitude), répartis autour du cratère principal. Cinq points supplémentaires se trouvent respectivement sur la colline de *Punsunglondon* (à 2600 m), sur l'arête rocheuse de *Selokopo Atas*

(à 2200 m), au poste de *Jrakah* (flanc nord-ouest, 1300 m), et, depuis 1996, au poste de *Babadan* (flanc ouest, 1300 m) et près du site de *Deles* (flanc sud-est, 1500 m). Tous ces points et leurs positions approximatives sont reportés au Tableau 2.1. Ce réseau n'est donc pas très étendu (8 km pour la plus grande distance **JRA0** - **DEL1**) mais certaines lignes de base ont des dénivelées très importantes (1600 mètres).

Les distances entre repères étant inférieures à 10 km, le mode de mesure statique monofréquence est tout à fait adapté. Il offre les caractéristiques suivantes [*Duquenne* dans *Botton et al.*, 1997] :

- précision : 2 mm + 2 10^{-6} D si les ambiguïtés sont correctement fixées, avec D < 20 km en zone tempérée et D < 10 km en zone équatoriale,
- durée minimale d'observation : 1 heure,
- mesures de phase sur L_1,
- orbites radiodiffusées.

Le point du poste de *Jrakah* **JRA0** a été rattaché au réseau mondial GPS en 1988 par Michel KASSER, il nous sert de référence absolue pour le réseau Merapi.

Tableau 2.1. Noms, codes et positions approximatives des points du réseau GPS Merapi.

Points		**Position approximative**			**Observations**
Noms	**Code**	**Latitude**	**Longitude**	**Elevation**	
DEL0	080	7° 33' 42.39" S	110° 27' 45.73" E	1541 m	spécial GPS (1996) « *Deles* »
DEL1	085	7° 33' 46.90" S	110° 27' 44.56" E	1511 m	spécial GPS (depuis 1996)
BAB0	090	7° 31' 34.18" S	110° 24' 38.20" E	1321 m	repère AEMD (depuis 1996)
JRA0	100	7° 29 50.22" S	110° 25' 17.64" E	1335 m	repère AEMD « *Jrakah* »
SEL0	105	7° 31 51.08" S	110° 27' 07.23" E	2570 m	repère AEMD « *Selokopo Atas* »
PUS0	107	7° 32 13.54" S	110° 27' 07.48" E	2734 m	repère AEMD « *Pusunglondon* »
PUN0	110	7° 32 25.50" S	110° 26' 48.01" E	2987 m	repère AEMD
LUL0	120	7° 32' 23.32" S	110° 26' 48.73" E	2977 m	repère AEMD
MAR2	130	7° 32' 26.39" S	110° 26' 51.39" E	2950 m	repère AEMD
DOZ0	140	7° 32' 33.65" S	110° 26' 46.64" E	2894 m	repère AEMD « *Dozy* »
AYI0	150	7° 32' 30.42" S	110° 26' 50.48" E	2928 m	repère AEMD
LIL0	160	7° 32' 24.25" S	110° 26' 46.38" E	2971 m	repère AEMD « *Lilik* »
NUR0	170	7° 32' 22.94" S	110° 26' 44.71" E	2953 m	repère AEMD
NTR0	180	7° 32' 24.23" S	110° 26' 41.45" E	2927 m	repère AEMD « *New TRI* »
IPU0	190	7° 32' 27.49" S	110° 26' 50.73" E	2950 m	repère AEMD

Les calculs de lignes de base des campagnes de 1993 et 1994 ont été réalisés avec le logiciel *Bernese* [*Rothacher et al.*, 1993] en incluant les orbites précises des satellites. Pour 1995, 1996 et 1997, les calculs ont été effectués avec le logiciel *GPSWIN* fourni avec les récepteurs monofréquence *SERCEL*, qui utilise les orbites radiodiffusées enregistrées pendant les mesures. Les écarts types proposés par ce logiciel sont sous-évalués (une fraction de mm parfois!) et ne sont représentatifs que d'une façon relative entre les lignes de base. *Botton et al.* [1997] signalent l'existence de ce problème sur la plupart des logiciels commerciaux et proposent de multiplier ces écarts types par un facteur constant déterminé empiriquement (choisi ici égal à 20, conformément aux conseils de *Duquesnoy* [comm. pers., 1994]) avant d'être introduits comme erreurs *a priori*

dans le programme d'ajustement. Nous verrons au Chapitre 3 que l'amplitude des erreurs *a posteriori* sur les positions est en fait contrainte essentiellement par la compensation du réseau.

2.1.4. Prise en compte des effets troposphériques : météo locale

La troposphère est la couche basse de l'atmosphère qui est en contact avec le sol et dont l'épaisseur varie de 8 km aux pôles à 17 km à l'équateur. Le retard troposphérique sur les ondes GPS est de 2.30 mètres si le satellite est au zénith et peut atteindre 30 mètres pour une élévation (angle zénithal) de 5º. Il dépend de la pression (et donc indirectement de la température et de l'humidité) ainsi que de l'élévation du satellite. Les programmes GPS peuvent approximer ce retard au moyen d'un modèle tel que celui de *Goad and Goodman* [1972]. En positionnement relatif, cet effet est souvent négligeable mais il devient important dès que les lignes de base sont longues ou que les dénivelées sont fortes. *Botton et al.* [1997] estiment qu'une erreur de 1 mm sur les résultats GPS (pour une base de 5 km) peut être créée par des erreurs de mesure de seulement 0.2 mb sur la pression, de 0.1 ºC sur la température sèche ou de 0.05 ºC sur la température humide (soit, suivant la relation température / pression, environ 0.5 % d'humidité relative). Pour corriger en partie les effets troposphériques, ces auteurs proposent une « stratégie d'observation météo » : on mesure ces paramètres sur chaque point au cours de toutes les sessions de mesure (toutes les 15 ou 30 minutes) afin de déterminer un « modèle local ».

Les campagnes GPS 1993 à 1995 ont été réalisées sans mesure de paramètres météo sur le terrain. Les traitements ont été difficiles voire impossibles pour les longues bases et en particulier pour le rattachement avec notre point de référence. Ceci nous a conduit à faire évoluer le réseau et la stratégie de mesure pour les missions de 1996 et 1997. Nous avons conclu que l'usage de récepteurs monofréquence pour des bases présentant de fortes différences d'altitudes exigeait deux précautions :

- la mesure des paramètres météorologiques locaux (pression, température et humidité) en chaque point du réseau et de façon suffisamment continue pour pouvoir détecter les variations journalières, afin de corriger en partie les effets troposphériques;
- les répétitions et fermetures d'un maximum de lignes de base (en tenant compte des possibilités logistiques), notamment avec plusieurs points de référence lointains, afin d'estimer correctement l'erreur sur les positions lors de l'ajustement du réseau..

Dès la campagne de 1996, nous avons donc fait l'acquisition d'appareils de mesure météo adaptés au terrain (portables, résistants à la pluie et aux chocs légers, affichages digitaux) : un altimètre *ALPIN-EL* utilisé en baromètre (±0.1 mb) et un thermohygromètre *HANNA HI93640* donnant la température (±0.4ºC) et l'humidité relative (±2% entre 20% et 80% et ±5% aux extrêmes).

Le réseau du Merapi ne s'étendant pas sur plus de 8 km, on considère la troposphère uniforme horizontalement. Les gradients verticaux moyens de pression P [*Triplet & Roche*, 1983] et de température T [*Saastamoinen*, 1972] sont définis par les formules de réduction suivantes :

$$P = P_0(1 - 22.557\ 10^{-6}\ h)^{5.225}\ \text{(mbar)}, \tag{2.2}$$

$$T = T_0 - 0.00606\ h\ (°\text{C}), \tag{2.3}$$

où h est l'altitude de la station (en mètres). P_0 et T_0 sont les mêmes paramètres réduits au niveau de la mer ($h = 0$).

Le gradient vertical moyen de température dans la troposphère est de 6.5 º/km; la valeur de 6.06 º/km utilisée ici semble plus réaliste pour les zones équatoriales [*Saastamoinen*, 1972]. L'humidité relative étant très variable avec l'altitude (à cause des nuages notamment), il est

préférable de la supposer constante plutôt que d'introduire un gradient irréaliste [*Baby et al.*, 1988 ; *Delacourt et al.*, 1998]. La Figure 2.5 confirme bien les gradients verticaux théoriques de pression et de température sèche pour les données du Merapi (environ un mois de données en tout). Il apparaît aussi clairement, au vu de la dispersion des données, que l'application d'un gradient vertical quelconque pour l'humidité relative n'aurait aucun sens.

Le programme *GPSWIN* nécessitant l'introduction de la température humide et non de l'humidité relative, celle-ci a été calculée par inversion de la formule empirique Magnus-Tetens Murray donnant la pression de vapeur saturante P_s en fonction de la température humide t_h [*Kasser*, 1994] :

$$P_s = 4.5812 \exp\left(\frac{17.269\, t_h}{237.3 + t_h}\right) \text{ (en mmHg)}, \tag{2.4}$$

la pression partielle de vapeur d'eau P_v étant alors donnée par (si $t_h > 0°C$)

$$P_v = P_s - 4.5\,10^{-4}(t_s - t_h)P_a\left(1 + 1.68\,10^{-3}(t_h + 273.15)\right) \text{ (en mmHg)}, \tag{2.5}$$

où t_s est la température sèche (en °C), t_h la température humide (en °C) et P_a la pression atmosphérique (en mmHg). Par définition, l'humidité relative y est donnée par le rapport

$$y = \frac{P_v}{P_s}, \text{ avec } y \le 1. \tag{2.6}$$

Les mesures de terrain on été moyennées pour chaque point et chaque session, réduites au niveau de la mer puis moyennées entre points. Les formules inverses sont ensuite appliquées en chaque point pour revenir à l'altitude d'origine et injecter ces paramètres dans le programme.

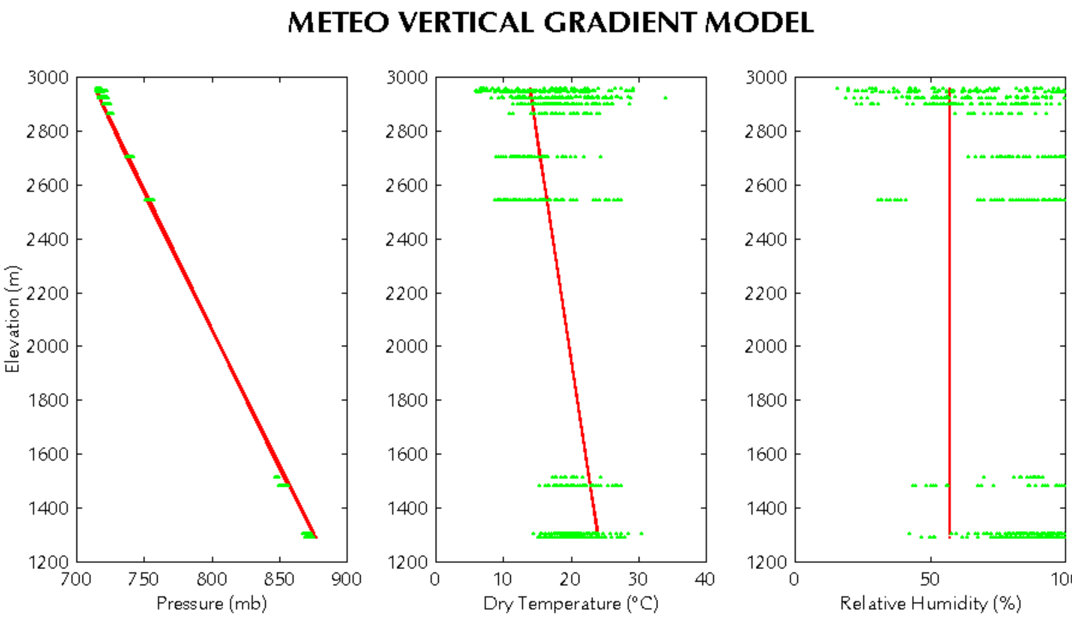


Figure 2.5. Gradients verticaux théoriques de la pression, température sèche et humidité relative (lignes) superposés aux données de 1996 et 1997 du Merapi (croix). On remarque que l'humidité relative mesurée ne présente aucun gradient vertical évident.

2.1.5. Stratégie de mesure

Pour contraindre au mieux la position des points dans l'espace (trilatération multiple, contrôle par fermeture) et réduire les erreurs de positionnement, on multiplie les mesures sur un même point. Les bases mesurées sont donc choisies pour une répartition optimale dans l'espace et l'ordre des mesures est fonction des contraintes de terrain (accessibilité et danger de certains points, tombée de la nuit, pluie, échange d'équipes,...) et de la minimisation des déplacements (voir Annexe B.1).. Au sommet, par exemple, on a cherché à bien contraindre un déplacement possible des parois du cratère (quadrilatère **NTR0** - **NUR0** - **DOZ0** - **AYI0**) mais aussi à éviter les allers-et-venues au dangereux point **DOZ0** qui se trouve juste dans l'axe des avalanches du dôme depuis 1995. Entre les points **NTR0** et **DOZ0** au sommet, il faut compter pratiquement 1 heure de marche (150 m de dénivelée cumulée, en terrain très difficile). L'accès du point **JRA0** au point sommital **LUL0** par exemple, nécessite 20 minutes de voiture et environ 4 heures de marche (1300 mètres de dénivelée).

Pour caractériser la bonne configuration des lignes de base d'une façon générale, et donc le degré de confiance associé au positionnement (indépendamment de la qualité des mesures), on peut calculer un « facteur de redondance » pour chaque mission, comme étant égale à [*Botton et al.*, 1997] :

$$f' = 0.9\frac{(r-1)\times s}{n-1} \quad , \tag{2.7}$$

où r est le nombre de récepteur, s le nombre de sessions (lignes de base) et n le nombre de points à stationner. Le facteur 0.9 prend en compte les 10% de possibilité de perte des observations pour une raison quelconque (valeur totalement empirique). Pour un petit réseau standard mesuré en mode statique avec des récepteurs monofréquence, il est conseillé de programmer une mission caractérisée par un facteur f supérieur à 2. Pour un petit réseau d'étude très précise (sur une faille par exemple), un facteur $f > 4$ est souhaitable.

On remarque que la redondance sur un réseau donné dépend donc de 2 paramètres : nombre de récepteurs et nombre de sessions de mesure. Ce dernier est contraint par un aspect logistique important (accessibilité entre points, durée totale restreinte de la mission) qui sera souvent déterminant.

Le temps de mesure d'une session est assez empirique mais est optimisé par expérience en fonction de la distance et de l'altitude entre les points. Au sommet, il est prévu une heure de déplacement entre chaque point afin de prendre en compte les problèmes d'intempéries, ce qui est largement surestimé.

2.1.6. Planning des campagnes et calcul des lignes de base

Les lignes de base sont calculées en coordonnées géocentriques. La position du Merapi étant à 7°S de latitude (pratiquement à l'équateur) et à 110°E de longitude, on peut interpréter qualitativement les coordonnées géocentriques dans un référentiel local par les approximations suivantes (à 5% d'erreur) : direction nord ≈ Z, ouest ≈ $X - Y/3$ et verticale ≈ $Y - X/3$. On retrouvera ainsi dans les résultats de lignes de base, une erreur moyenne environ 2 fois plus élevée sur la composante Y. Cette erreur correspond en grande partie à la direction verticale sur laquelle les mesures GPS sont moins bien contraintes (effet important de la troposphère).

Lors de la compensation du réseau, un calcul beaucoup plus exact permettra de ramener les positions dans un repère géographique local (Chapitre 3).

Campagne du 19 au 21 septembre 1993

Cette mission avait également pour but l'initiation des équipes indonésiennes aux techniques GPS. Les deux récepteurs utilisés sont de type monofréquence *SERCEL NR101*. Faute de temps, les points n'ont été mesurés qu'une seule fois.

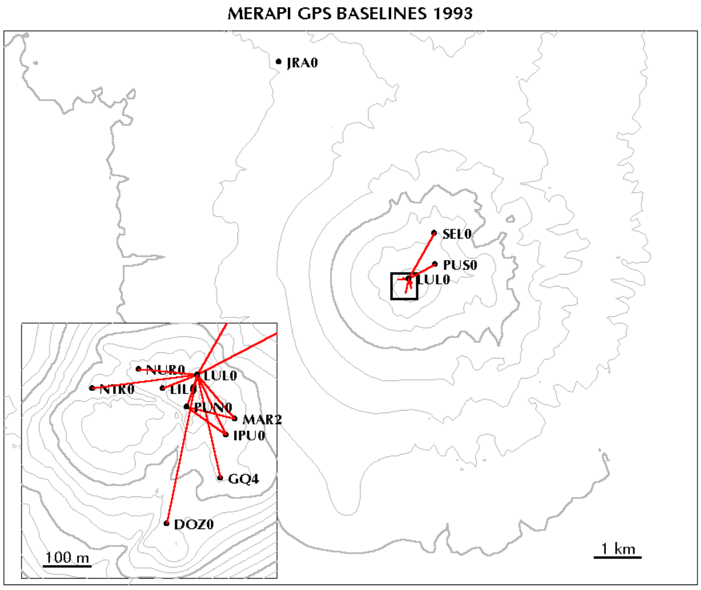


Figure 2.6. Lignes de base mesurées pour la campagne 1993 (*f* = 1.0).

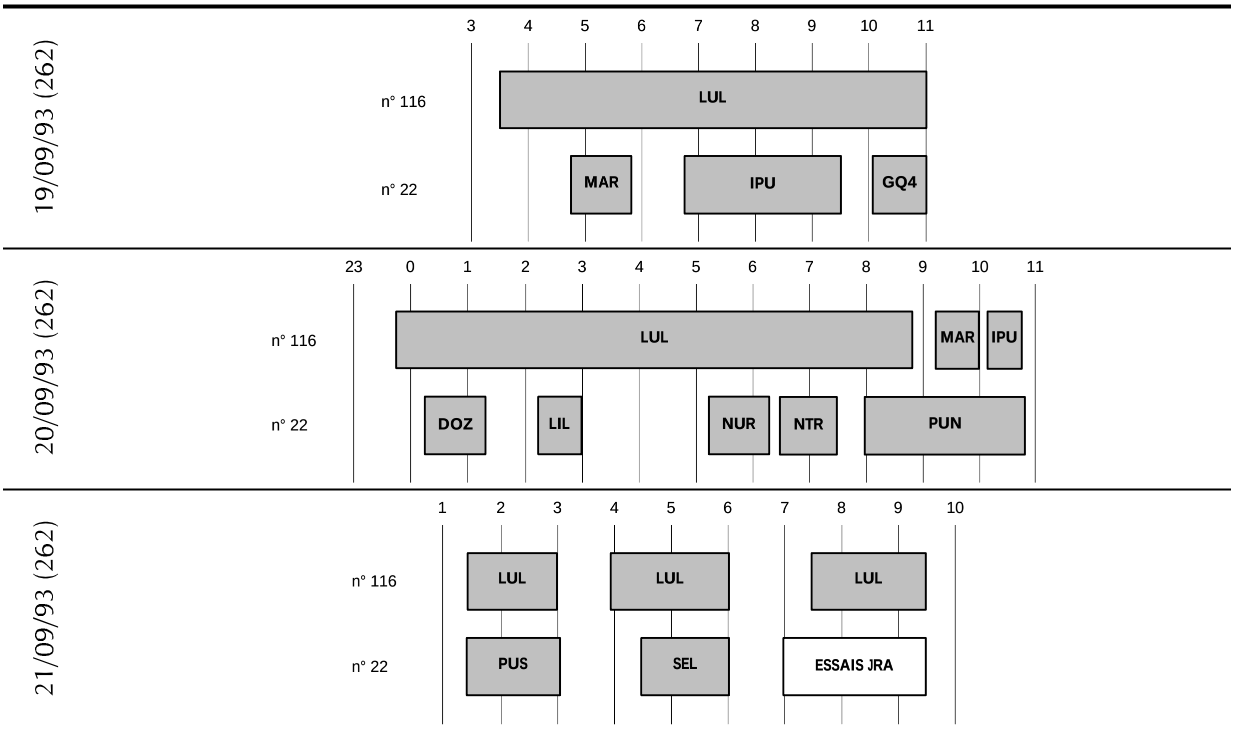


Figure 2.7. Planning des sessions de mesure de la campagne GPS de 1993, avec les deux récepteurs *SERCEL* NR101 n° 22 et 116. Les heures sont données en GMT.

Le planning est présenté Figure 2.7, avec un facteur de redondance f = 1.0, ce qui est grandement insuffisant puisqu'il n'y a aucune redondance. Le nombre de sessions est tout juste suffisant pour déterminer la position des points, sans contrôle de fermeture. Un problème technique sur les récepteurs est survenu lors de la dernière mesure entre le sommet et le poste de *Jrakah*. Il n'y a donc pas de données pour rattacher le réseau à ce point. En revanche, cette mission était couplée avec la campagne annuelle de mesures de trilatération au distancemètre AEMD (Barry VOIGHT, *US Geological Survey*), ce qui nous a fourni des données supplémentaires de distance et d'angle zénithal sur la plupart des couples de points (Tableau 2.3).

Tableau 2.2. Lignes de bases GPS septembre 1993 : 3 composantes vectorielles (en coordonnées géocentriques) et erreurs *a priori*. Calculs faits avec orbites précises par T. DUQUESNOY (logiciel *BERNESE*).

Ligne de base		**Composantes vectorielles (en mètre)**			**Erreur (en mètre)**		
		X	**Y**	**Z**	**dX**	**dY**	**dZ**
LUL0	MAR2	–62.8041	–65.0540	–89.9191	0.0011	0.0025	0.0004
LUL0	IPU0	–42.4247	–62.4691	–123.4531	0.0008	0.0017	0.0003
LUL0	GQ4	–20.4318	–89.7858	–212.5467	0.0009	0.0020	0.0004
LUL0	DOZ0	103.3877	–93.6937	–303.7091	0.0003	0.0006	0.0002
LUL0	LIL0	70.6219	16.7529	–27.5244	0.0009	0.0023	0.0005
LUL0	NUR0	123.1832	22.5790	14.6916	0.0010	0.0022	0.0004
LUL0	NTR0	227.5267	28.6193	–21.3929	0.0016	0.0027	0.0007
LUL0	PUN0	20.3525	8.7353	–67.8421	0.0010	0.0023	0.0003
PUN0	MAR2	–83.1615	–73.7534	–22.0833	0.0005	0.0014	0.0007
PUN0	IPU0	–62.7842	–71.1643	–55.6208	0.0008	0.0025	0.0009
LUL0	PUS0	–468.5343	–389.4513	329.9536	0.0018	0.0045	0.0011
LUL0	SEL0	–436.4612	–454.0182	1035.5871	0.0041	0.0098	0.0018
LUL0	JRA0	–	–	–	–	–	–
				Ecarts types moyens :	**0.0061**	**0.0097**	**0.0052**

Tableau 2.3. Mesures AEMD en septembre 1993 : distances et angles zénithaux entre repères (données USGS / MVO).

Ligne de base		**Distance (en mètre)**		**Angle zénital (en grade)**	
		Valeur	**Erreur**	**Valeur**	**Erreur**
PUN0	LIL0	64.955	0.005	115.1344	0.0020
PUN0	GQ4	179.773	0.005	121.0983	0.0020
PUN0	IPU0	110.018	0.005	121.9003	0.0020
PUN0	MAR2	113.336	0.005	121.0814	0.0020
LUL0	PUN0	71.406	0.005	—	—
LUL0	NUR0	126.100	0.005	111.9831	0.0020
NUR0	NTR0	110.565	0.005	114.9802	0.0020
LUL0	LIL0	77.629	0.005	104.3388	0.0020
LUL0	MAR2	127.517	0.005	113.5092	0.0020
LUL0	IPU0	144.713	0.005	111.9944	0.0020
IPU0	GQ4	95.748	0.005	114.3089	0.0020
IPU0	MAR2	39.335	0.005	99.5979	0.0020
LIL0	NUR0	67.667	0.005	117.4352	0.0020
LIL0	NTR0	157.464	0.005	118.0648	0.0020

Campagne du 24 au 26 septembre 1994

Profitant d'une mission GPS sur la grande faille de Sumatra, nous avons utilisé trois récepteurs bifréquence *ASHTECH*, appartenants à l'INSU. Un récepteur a donc pu être placé au point **JRA0** (situé au poste de *Jrakah*) en mesure continue pendant que le réseau sommital était réitéré avec les deux autres récepteurs. La pression atmosphérique et les températures sèches et humides ont été mesurées toutes les heures au seul point de référence.

Le but de cette mission était initialement de mener deux types de mesures en tandem : 3 récepteurs bifréquence et les 2 récepteurs monofréquence utilisés en 1993. Les lignes de base auraient été très nombreuses et nous aurions pu valider les mesures monofréquence par comparaison. L'un des récepteurs *SERCEL* (GRDC) n'a malheureusement pas fonctionné et aura attendu l'été 1995 pour être réparé convenablement. En revanche, la mission gravimétrie de l'IPGP se déroulait en même temps, et grâce à deux petits récepteurs GPS de type *MAGELLAN*, ils ont pu effectuer des mesures de positionnement différentiel pour leurs mesures de structure (quelques minutes sur chaque point), avec une précision de ± 1 m.

Le planning (Figure 2.8) montre une bonne répartition des mesures et le nombre important des bases mesurées, principalement grâce aux trois récepteurs utilisés simultanément. Le facteur de redondance est de f = 1.5, ce qui est nettement meilleur que celui de 1993, mais toujours insuffisant. Les erreurs a priori sur les composantes des lignes de base (Tableau 2.4) sont très faibles grâce aux récepteurs bifréquence qui s'affranchissent des effets ionosphériques. Les données météo n'ont pas été utilisées car elles n'amélioraient pas les calculs.

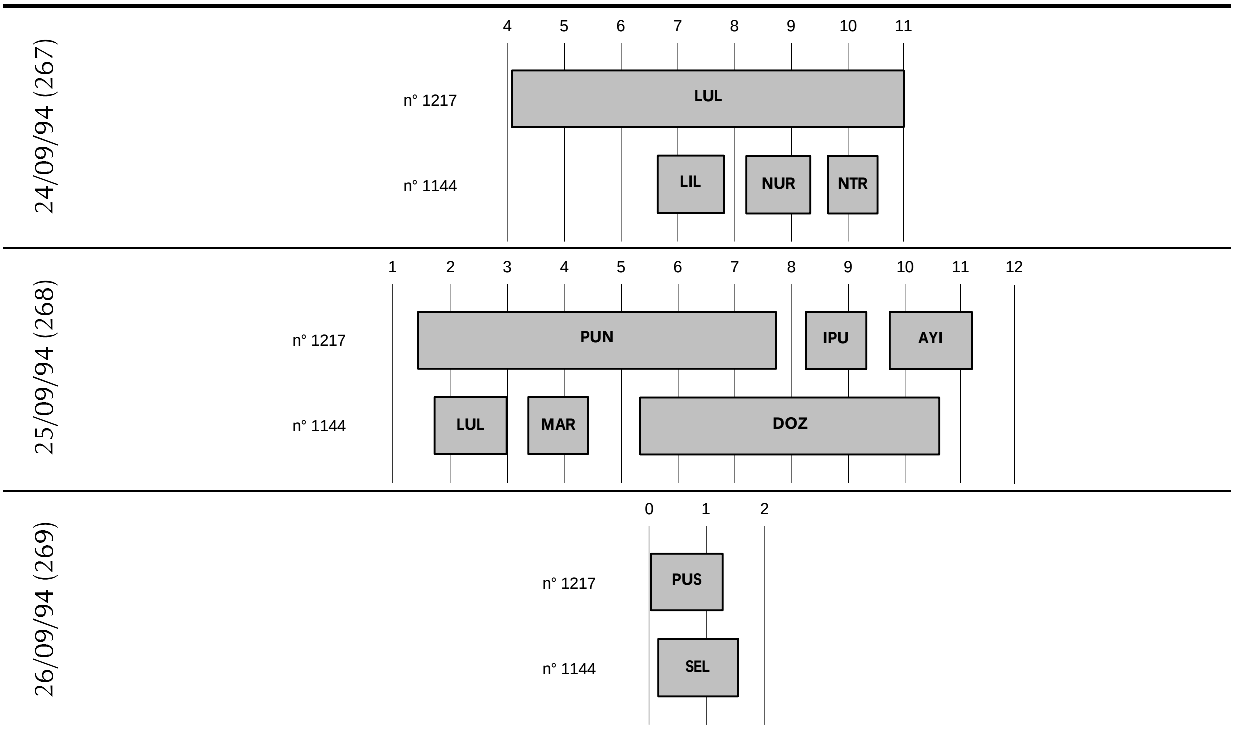


Figure 2.8. Planning des mesures de la campagne GPS de 1994, avec les deux récepteurs *ASHTECH* n° 1217 et 1144. Le troisième récepteur n° 625 était positionné au point **JRA0** et mesurait tous les jours de 23:00 à 11:00 UT.

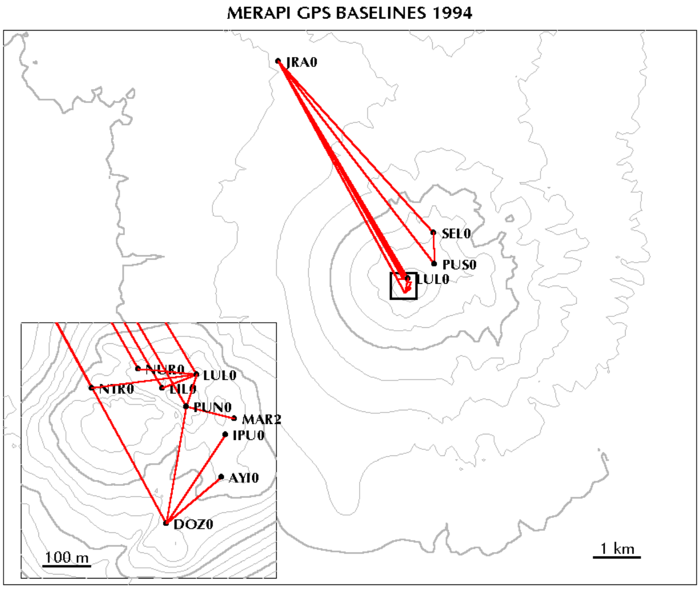


Figure 2.9. Lignes de base mesurées pour la campagne 1994 (f = 1.5).

Tableau 2.4. Lignes de base GPS septembre 1994 : composantes vectorielles (en coordonnées géocentriques) et erreurs *a priori*. Calculs faits avec orbites précises par T. DUQUESNOY (logiciel *BERNESE*). Le point **GQ4** a été abandonné en raison de problèmes de corrosion, et remplacé par le point **AYI0**, à quelques mètres de celui-ci.

Ligne de base		**Composantes vectorielles (en mètre)**			**Erreur (en mètre)**		
		X	**Y**	**Z**	**dX**	**dY**	**dZ**
LIL0	LUL0	–70.6242	–16.7641	27.5172	0.0021	0.0050	0.0008
JRA0	LIL0	–2900.4155	–10.6413	–4906.6765	0.0032	0.0076	0.0012
JRA0	DOZ0	–2867.6364	–121.1415	–5182.8853	0.0015	0.0035	0.0009
JRA0	PUN0	–2950.6890	–18.6727	–4947.0331	0.0019	0.0047	0.0012
JRA0	NUR0	–2847.8796	–4.7588	–4864.4717	0.0026	0.0065	0.0013
NUR0	LUL0	–123.1747	–22.5929	–14.7021	0.0021	0.0055	0.0010
JRA0	NTR0	–2743.5039	1.2732	–4900.5352	0.0030	0.0064	0.0016
NTR0	LUL0	–227.5186	–28.6664	21.3607	0.0017	0.0039	0.0010
IPU0	DOZ0	145.8301	–31.3174	–180.2530	0.0028	0.0067	0.0013
JRA0	LUL0	–2971.0564	–27.3478	–4879.1693	0.0013	0.0032	0.0009
MAR2	PUN0	83.1509	73.7657	22.0564	0.0016	0.0045	0.0008
PUN0	DOZ0	83.0588	–102.4840	–235.8482	0.0012	0.0031	0.0006
JRA0	SEL0	–3407.5056	–481.4078	–3843.5655	0.0017	0.0043	0.0011
SEL0	PUS0	–32.0650	64.5618	–705.6428	0.0017	0.0048	0.0011
JRA0	PUS0	–3439.5721	–416.8365	–4549.2065	0.0007	0.0020	0.0006
DOZ0	AYI0	–126.7763	2.6974	93.7178	0.0010	0.0021	0.0006
PUN0	LUL0	–20.3552	–8.7358	67.8558	0.0009	0.0021	0.0004
				Ecarts types moyens :	**0.0018**	**0.0045**	**0.0010**

Campagne du 26 au 29 septembre 1995

Comme en 1993, les deux récepteurs *SERCEL* indonésiens ont été utilisés. Le planning est présenté Figure 2.10. Le réseau sommital a bien été contraint par une première série de mesure par rapport à un point fixe (**PUN0**), puis tous les points ont été pris deux à deux successivement en quinconce. On remarquera l'effort logistique apporté pour obtenir un facteur de redondance identique à celui de 1994 (f = 1.5), lorsque l'on n'a que 2 récepteurs (1 jour de plus et journées plus chargées). En revanche, les bases plus lointaines (**LUL0** - **PUS0**, **PUS0** - **SEL0** et **SEL0** - **JRA0**) n'ont été mesurées qu'une seule fois, sans recoupement ni contrôle, en raison de problèmes logistiques. Or ces mesures se sont révélées extrêmement bruitées et nous n'avions mesuré de la météo locale que la pression. Ceci a eu pour conséquence l'abandon forcé de la base **JRA0** - **SEL0**, inutilisable car les ambiguïtés n'ont pas pu être fixées (le bruit dépasse en effet 0.5 cycle, c'est-à-dire environ 10 cm). Les points ne pourront donc pas être référencés par rapport à **JRA0**. Pour les deux bases restantes, un modèle météorologique a dû être introduit.

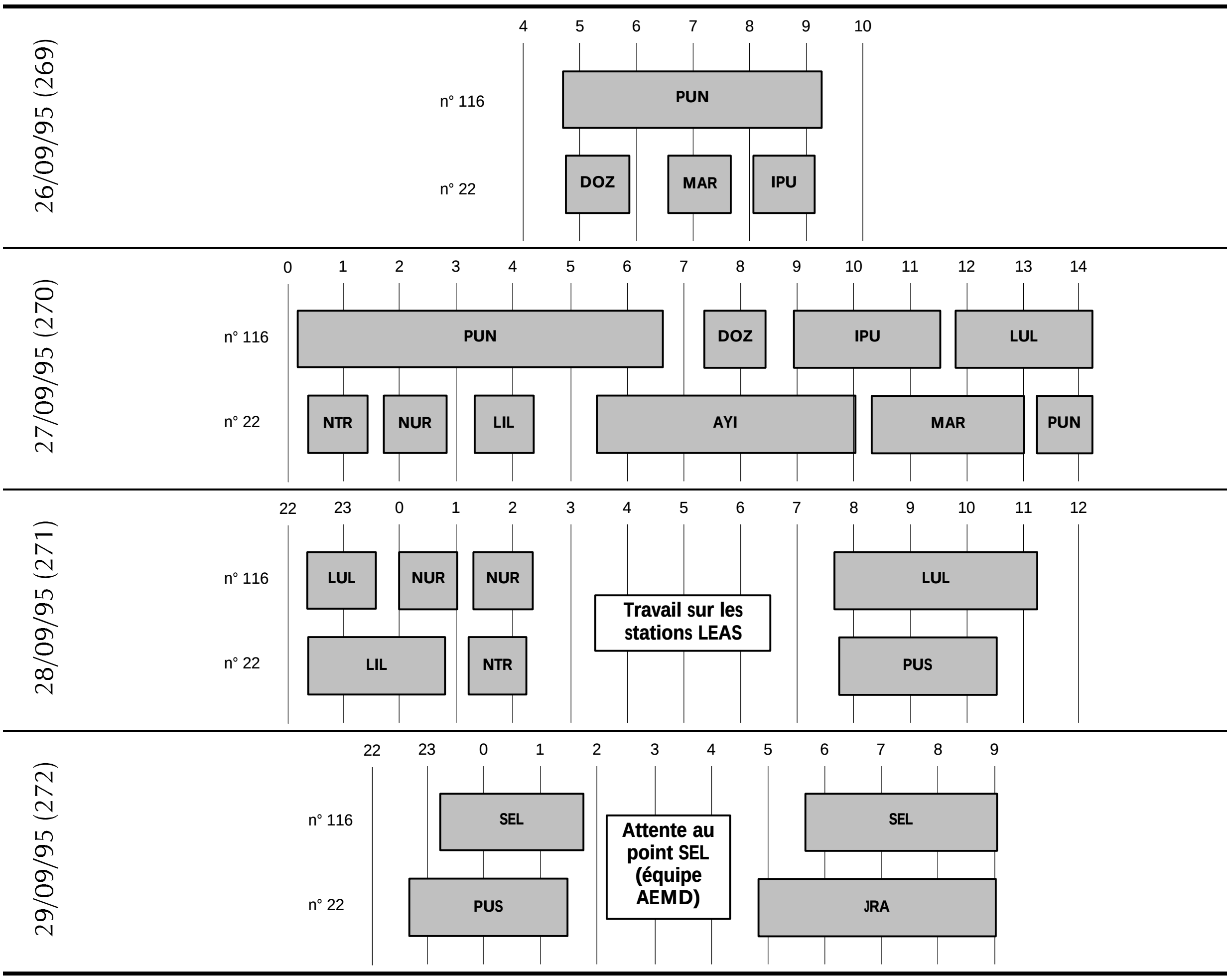


Figure 2.10. Planning de la campagne GPS de 1995 avec les deux récepteurs SERCEL NR101 n° 22 et 116.

Grâce aux mesures prises sur deux jours en septembre 1994 au point **JRA0**, nous avons procédé à une analyse systématique des effets de la météo sur la dispersion des mesures. On sait

en effet que ces paramètres varient très peu en Indonésie sur toute l année[1] et *a fortiori* d une année sur l autre à la même période. Le calcul que nous avons effectué n est évidemment qu une approche de modèle météo local. Pour cela, les mesures de températures sèche et humide ont été moyennées sur chaque tranche horaire de la journée, puis majorées de 2 °C dans le cas du jour le plus chaud, et minorées de 2 °C dans le cas du jour le moins chaud. On obtient ainsi un intervalle réaliste de température maximale et minimale (voir Figure 2.12).

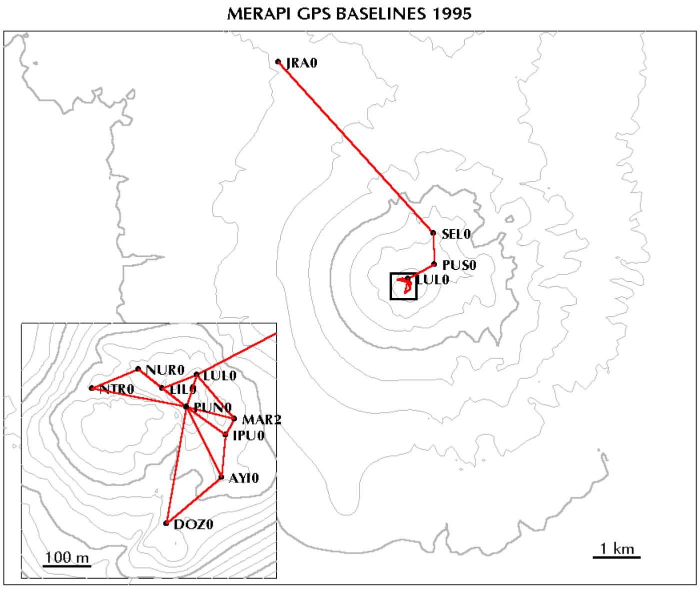


Figure 2.11. Lignes de base mesurées pour la campagne 1995 (f = 1.5).

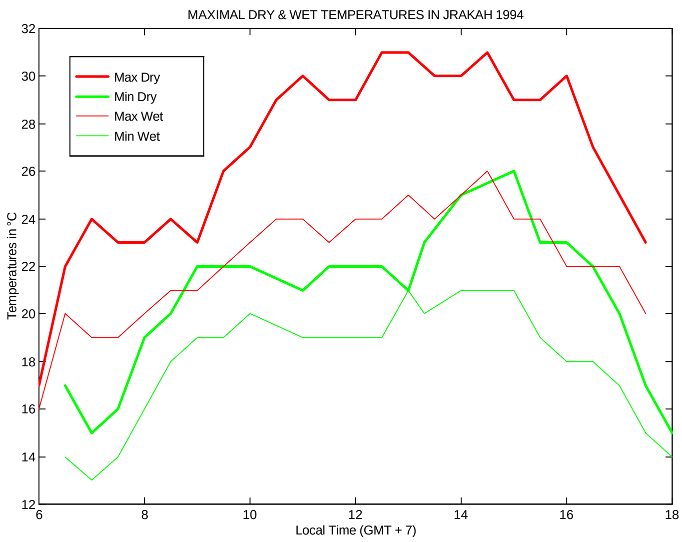


Figure 2.12. Températures extrêmes sèche (trait gras) et humide (trait fin) au poste de *Jrakah* au mois de septembre 1994.

Pour connaître les températures aux points **SEL0**, **PUS0** et **LUL0**, un modèle linéaire de gradient vertical a été utilisé. Chaque session de mesure a été divisée en deux tranches d environ

[1] Les Indonésiens distinguent subtilement deux types de saisons : « *musim panas* » (la saison chaude) et « *musim hujan* » (la saison pluvieuse). Pour un occidental, les deux saisons sont chaudes et humides.

une heure, de façon à tenir compte des variations de météo pendant la durée de la mesure (sensibles en début et fin de journée). On a ainsi pour chaque base quatre sessions différentes permettant d'estimer un écart-type sur les résultats qui s'est révélé bien supérieur à celui fourni par le logiciel de calcul *GPSWIN*, notamment pour la base **PUS0** - **SEL0** dont la dénivelée est autour de 250 mètres. La Figure 2.13 présente les variations d'altitudes en fonction des paramètres météo; les écarts horizontaux sont en effet négligeables. Pour tous les points du sommet où les bases sont très courtes, aucune météo n'a été prise en compte.

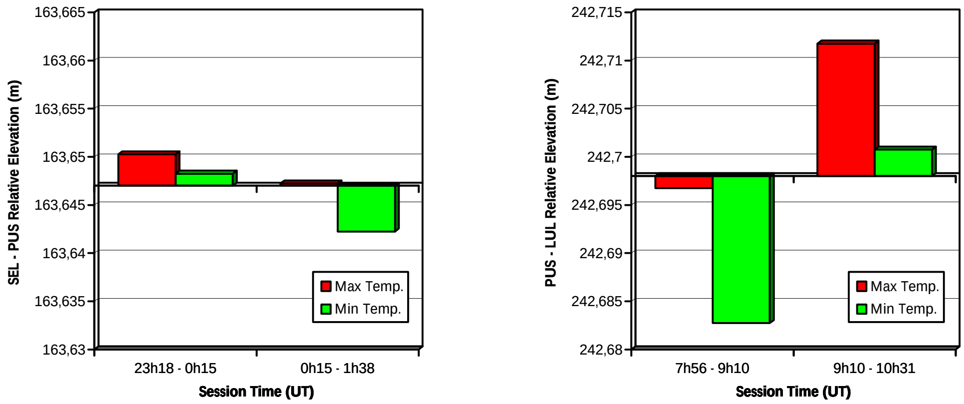


Figure 2.13. Écarts d'altitudes sur les bases SEL0 - PUS0 et PUS0 - LUL0 en fonction des températures utilisées pour le modèle météo et pendant chaque session de mesure. On remarque l'influence de la dénivelée.

Tableau 2.5. Lignes de base GPS septembre 1995 : composantes vectorielles (en coordonnées géocentriques) et erreurs *a priori*. Calculs préliminaires, sans correction d'orbite (logiciel *SERCEL GPSWin*). Les bases marquées * ont été calculées avec un modèle météo spécifique.

Ligne de base		Composantes vectorielles (en mètre)			Erreur (en mètre)		
		X	**Y**	**Z**	**dX**	**dY**	**dZ**
PUN0	DOZ0	83.032	–102.4270	–235.8930	0.004	0.006	0.004
PUN0	MAR2	–83.176	–73.708	–22.062	0.003	0.005	0.003
PUN0	IPU0	–62.800	–71.119	–55.605	0.003	0.004	0.002
PUN0	NTR0	207.126	20.034	46.540	0.005	0.008	0.003
PUN0	NUR0	102.804	13.907	82.583	0.005	0.011	0.005
PUN0	LIL0	50.260	8.041	40.359	0.004	0.003	0.002
PUN0	AYI0	–43.729	–99.730	–142.141	0.002	0.004	0.002
DOZ0	AYI0	–126.773	2.715	93.747	0.003	0.007	0.002
IPU0	AYI0	19.068	–28.612	–86.551	0.003	0.003	0.002
IPU0	MAR2	–20.381	–2.590	33.534	0.002	0.003	0.002
LUL0	MAR2	–62.807	–65.003	–89.931	0.003	0.002	0.002
LUL0	PUN0	20.364	8.715	–67.876	0.006	0.011	0.004
LIL0	LUL0	–70.617	–16.760	27.517	0.002	0.004	0.002
LIL0	NUR0	52.548	5.859	42.228	0.003	0.005	0.003
NTR0	NUR0	–104.330	–6.136	36.033	0.005	0.010	0.006
PUS0	LUL0 *	468.563	389.398	–329.939	0.011	0.012	0.003
PUS0	SEL0 *	32.079	–64.608	705.656	0.004	0.003	0.002
JRA0	SEL0 *	–3407.465	–481.528	–3843.513	?	?	?
				Ecarts types moyens :	**0.0046**	**0.0077**	**0.0031**

Campagne du 25 octobre au 13 décembre 1996

À notre arrivée à Yogyakarta, le Merapi est entré en phase pré-éruptive et il nous a été interdit d'aller au sommet pendant toute la durée de la mission. Nous avons profité de ce temps pour mesurer toutes les bases lointaines autour du Merapi avec une certaine redondance, tout en se préparant pour la mission sommitale. Parallèlement, une description détaillée du processus d'observation du réseau GPS Merapi a été écrite pendant la mission (voir Annexe B), ce qui a permis aux équipes indonésiennes de réaliser seules toutes les mesures du sommet dès que l'autorisation d'y accéder a été accordée, début décembre 1996.

Le réseau lointain a été complété par deux points supplémentaires : au poste de *Babadan* et à la station de *Deles*. Ces sites ont été choisis parce qu'ils correspondent à des stations d'observations de déformations continues (gravimètre et inclinomètres), faciles d'accès et parce que leurs positions complètent la géométrie du réseau de façon équilibrée.

À la station de *Deles*, un premier point **DEL0** a été installé par le CSN avant notre arrivée mais a présenté l'inconvénient de nombreux masques lors de la première session avec **JRA0**. Nous avons donc installé un second point **DEL1** plus dégagé que nous avons mesuré avec **BAB0**, puis nous avons réalisé le rattachement indispensable **DEL0** - **DEL1**. Ce triangle, formé par les trois sites **JRA** - **BAB** - **DEL**, avec **JRA0** comme point de référence, forme désormais la base du réseau GPS Merapi.

La totalité des lignes de base mesurées au cours de cette campagne est représentée à la Figure 2.14. Les 4 points **JRA0**, **BAB0**, **SEL0** et **PUS0** ont été mesurés 2 à 2 par toutes les combinaisons possibles, ce qui permet de bien contraindre les positions des points intermédiaires **SEL0** et **PUS0**, lesquels serviront de référence aux points du sommet. Le facteur de redondance est en effet correct ($f = 2.1$).

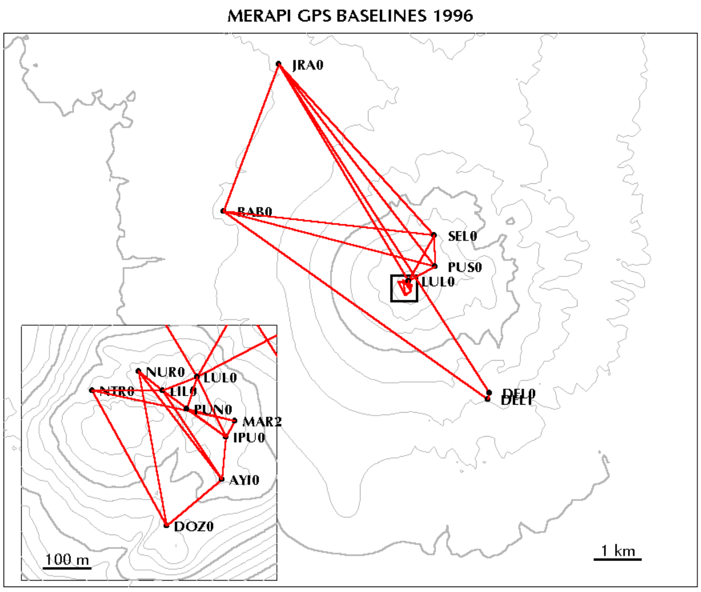


Figure 2.14. Lignes de base mesurées pour la campagne 1996 ($f = 2.1$).

Les bases ont toutes été calculées au moyen du logiciel de *GPSWIN*. Les hauteurs d'antenne et paramètres météos utilisés sont ceux du Tableau 2.6. Pour les bases longues, il a souvent été nécessaire d'exclure une partie des enregistrements sur certains satellites (en raison des masques

propres aux sites) ou bien lorsque les perturbations atmosphériques étaient trop fortes (pluie sur les antennes par exemple). Nous avons également fait varier les élévations minimales (autour de 15º) de façon à toujours minimiser les résidus. Les résultats sont présentés au Tableau 2.7. Au cours de trois sessions différentes, une correction a dû être appliquée suite à un mauvais positionnement d'antenne. En ce qui concerne la session **JRA0** - **LUL0**, une forte pluie a déplacé l'antenne au cours de l'enregistrement; la session a donc été divisée en deux fichiers traités indépendamment.

Tableau 2.6. Synthèse des sessions de mesure GPS 1996 : jour, heures de début et fin approximatives (pour moyennes météo), hauteurs d'antenne réelles, données météo mesurées et moyennées par un modèle local.

Session time		**GPS station 1**								**GPS station 2**							
Begin	**End**			**Mean meteo meas.**			**Local meteo model**					**Mean meteo meas.**			**Local meteo model**		
Day /h	**Day /h**	**Name**	***ha*** **(m)**	***P*** **(mb)**	***T*** **(ºC)**	***RH*** **(%)**	***P*** **(mb)**	***Td*** **(ºC)**	***Tw*** **(ºC)**	**Name**	***ha*** **(m)**	***P*** **(mb)**	***T*** **(ºC)**	***RH*** **(%)**	***P*** **(mb)**	***Td*** **(ºC)**	***Tw*** **(ºC)**
299 /18	300 /01	JRA0	2.216	872	19.8	81.8	871	20.2	17.9	BAB0	1.541	872	20.6	81.7	872	20.3	18.0
300 /05	300 /11	JRA0	2.217	870	20.6	85.3	870	20.8	18.9	DEL0	1.593	848	19.7	84.7	848	19.5	17.7
301 /04	301 /11	BAB0	1.644	871	24.6	68.5	871	24.7	19.7	DEL1	1.537	851	23.7	61.2	851	23.6	18.7
304 /06	304 /10	DEL0	1.816	850	20.1	88.4	849	20.0	18.6	DEL1	1.511	851	20.1	87.9	852	20.2	18.8
307 /09	307 /16	JRA0	2.215	869	18.6	89.2	870	17.8	17.0	BAB0	1.629	872	17.1	96.8	872	17.9	17.1
309 /21	310 /01	BAB0	1.614	871	17.9	92.3	875	18.3	17.4	SEL0	0.422	753	11.1	91.7	750	10.7	9.9
310 /01	310 /05	BAB0	1.614	872	24.5	74.6	877	22.6	20.8	PUS0	0.415	740	12.1	97.1	736	14.0	12.4
310 /05	310 /09	JRA0	2.224	868	24.9	74.0	873	23.7	21.6	PUS0	0.415	738	13.9	94.7	734	15.2	13.4
310 /09	310 /11	JRA0	2.224	869	19.8	87.6	872	21.1	19.9	SEL0	0.446	752	14.8	93.4	749	13.6	12.5
325 /21	326 /02	JRA0	2.085	871	19.5	79.7	874	19.7	17.5	SEL0	0.430	753	12.5	84.1	750	12.2	10.3
326 /03	326 /06	JRA0	2.085	871	23.2	80.9	875	26.6	23.2	LUL0	1.354	717	20.0	72.1	713	16.6	13.8
326 /06	326 /10	JRA0	2.085	869	20.9	86.1	873	22.8	20.3	LUL0	1.354	715	14.8	75.7	712	12.9	10.8
326 /13	326 /16	SEL0	0.498	755	9.9	98.9	755	11.3	10.8	LUL0	1.277	717	10.2	91.6	717	8.8	8.4
330 /00	330 /03	PUS0	0.364	740	14.5	78.9	740	20.6	14.3	LUL0	1.053	718	25.3	30.4	718	19.2	13.0
330 /03	330 /06	SEL0	0.410	753	25.7	35.8	754	22.2	15.7	PUS0	0.364	739	17.7	74.5	738	21.2	14.8
327 /07	327 /09	LIL0	1.368	717	11.3	97.5	716	13.3	12.2	NUR0	1.334	717	15.5	81.6	718	13.4	12.3
328 /00	328 /02	DOZ0	1.519	726	14.7	81.4	725	13.4	11.5	NUR0	1.333	719	11.6	84.4	720	13.0	11.1
328 /01	328 /03	DOZ0	1.519	726	16.2	74.7	725	18.6	14.9	NTR0	1.284	722	20.8	67.8	722	18.4	14.7
328 /03	328 /05	DOZ0	1.519	726	17.7	69.0	725	21.7	16.0	AYI0	1.473	721	25.4	51.4	722	21.5	15.8
328 /05	328 /07	IPU0	1.308	719	20.6	57.6	719	21.4	15.2	AYI0	1.473	721	22.3	57.0	721	21.5	15.4
328 /06	328 /08	IPU0	1.308	719	17.8	60.7	718	17.8	11.8	MAR2	1.163	718	17.8	48.4	718	17.8	11.8
328 /09	328 /11	PUN0	1.289	716	9.3	86.6	715	10.0	7.2	MAR2	1.174	718	10.9	59.1	718	10.2	7.4
328 /11	328 /13	PUN0	1.289	716	7.0	85.5	716	7.1	4.5	LUL0	1.064	716	7.2	60.7	717	7.1	4.6
328 /12	328 /14	LIL0	1.195	719	6.6	82.0	718	6.6	3.7	LUL0	1.064	716	6.5	55.9	717	6.5	3.6
328 /23	329 /01	LIL0	1.195	720	14.4	59.0	718	14.8	9.0	AYI0	1.593	721	15.5	46.5	722	15.1	9.3
328 /23	329 /01	LIL0	1.195	720	14.4	59.0	718	14.8	9.0	AYI0	1.593	721	15.5	46.5	722	15.1	9.3
329 /00	329 /02	NUR0	1.195	721	21.3	49.3	720	20.6	11.9	AYI0	1.593	721	20.0	33.0	722	20.7	12.1
329 /02	329 /04	LIL0	1.212	719	21.0	51.0	718	22.2	13.0	IPU0	1.246	720	23.4	28.9	720	22.3	13.1
329 /03	329 /05	LUL0	1.244	718	20.4	64.7	717	20.5	13.8	IPU0	1.246	719	20.8	41.5	720	20.7	14.0
329 /05	329 /07	PUN0	1.112	717	19.3	70.6	716	18.2	13.3	IPU0	1.253	718	17.4	55.0	719	18.4	13.5
329 /06	329 /08	MAR2	1.143	719	17.9	79.4	718	17.5	13.3	IPU0	1.253	718	17.0	55.8	718	17.5	13.3
348 /00	348 /02	NTR0	1.319	721	13.8	83.9	721	11.9	11.1	LIL0	1.129	716	9.8	100	717	11.7	10.8
348 /03	348 /06	NTR0	1.319	721	16.9	83.2	720	15.3	14.2	MAR2	1.091	717	13.5	97.7	718	15.1	14.0

Tableau 2.7. Lignes de base GPS octobre - décembre 1996 : composantes vectorielles en coordonnées géocentriques, résultats des calculs par double différence avec le logiciel *GPSWIN*, et erreurs *a priori*. Les mauvais positionnement d'antenne ont été corrigés (les valeurs en italique indiquent les translations appliquées).

Ligne de base		**Composantes géocentriques (m)**			**Erreur de mesure (m)**		
		X	**Y**	**Z**	**dX**	**dY**	**dZ**
JRA0	BAB0	1284.005	17.127	–3165.176	0.0104	0.0140	0.0087
JRA0	DEL0	–4000.033	–2270.743	–7099.518	0.0169	0.0370	0.0164
BAB0	DEL1	–5233.561	–2320.130	–4067.752	0.0133	0.0460	0.0225
correction		*+0.004*	*0.002*	*0.000*			
DEL0	DEL1	50.410	–32.160	–133.284	0.0127	0.0341	0.0201
JRA0	BAB0	1284.032	17.102	–3165.185	0.0138	0.0184	0.0118
BAB0	SEL0	–4691.542	–498.520	–678.376	0.0115	0.0244	0.0091
	correction	*0.011*	*0.006*	*0.013*			
BAB0	PUS0	–4723.609	–433.957	–1384.023	0.0088	0.0217	0.0101
SEL0	PUS0	436.473	454.007	–1035.580	0.0030	0.0082	0.0028
PUS0	LUL0	468.520	389.472	–329.951	0.0037	0.0068	0.0034
JRA0	PUS0	–3439.570	–416.852	–4549.213	0.0236	0.0323	0.0132
JRA0	SEL0	–3407.515	–481.406	–3843.574	0.0302	0.0321	0.0151
JRA0	SEL0	–3407.522	–481.372	–3843.585	0.0054	0.0073	0.0035
	correction	*+0.011*	*+0.006*	*+0.009*			
JRA0	LUL0	–2971.032	–27.412	–4879.122	0.0165	0.0216	0.0095
JRA0	LUL0	–2971.063	–27.365	–4879.141	0.0103	0.0166	0.0096
SEL0	PUS0	–32.059	64.568	–705.635	0.0089	0.0096	0.0057
LIL0	NUR0	52.545	5.843	42.235	0.0053	0.0057	0.0033
DOZ0	NUR0	19.737	116.466	318.643	0.0046	0.0106	0.0031
DOZ0	NTR0	124.173	122.605	282.697	0.0043	0.0086	0.0051
DOZ0	AYI0	–126.775	2.790	93.850	0.0048	0.0056	0.0037
IPU0	AYI0	19.072	–28.629	–86.563	0.0056	0.0110	0.0052
IPU0	MAR2	–20.383	–2.593	33.542	0.0057	0.0048	0.0036
PUS0	MAR2	–83.178	–73.714	–22.052	0.0026	0.0036	0.0025
PUS0	LUL0	–20.376	–8.700	67.878	0.0032	0.0033	0.0033
LIL0	LUL0	–70.613	–16.769	27.468	0.0049	0.0108	0.0036
LIL0	AYI0	–93.970	–107.807	–182.567	0.0073	0.0094	0.0085
LIL0	AYI0	–93.972	–107.817	–182.562	0.0060	0.0117	0.0058
NUR0	AYI0	–146.520	–113.656	–224.802	0.0032	0.0093	0.0070
LIL0	IPU0	–113.046	–79.180	–96.002	0.0046	0.0156	0.0042
LUL0	IPU0	–42.420	–62.436	–123.469	0.0057	0.0051	0.0036
PUS0	IPU0	–62.800	–71.130	–55.590	0.0046	0.0094	0.0049
MAR2	IPU0	20.377	2.585	–33.542	0.0058	0.0046	0.0040
NTR0	LIL0	–156.982	–12.017	–6.291	0.0030	0.0094	0.0036
NTR0	MAR2	–290.412	–93.823	–68.750	0.0034	0.0057	0.0031
			Ecarts types moyens :		**0.0075**	**0.0135**	**0.0069**

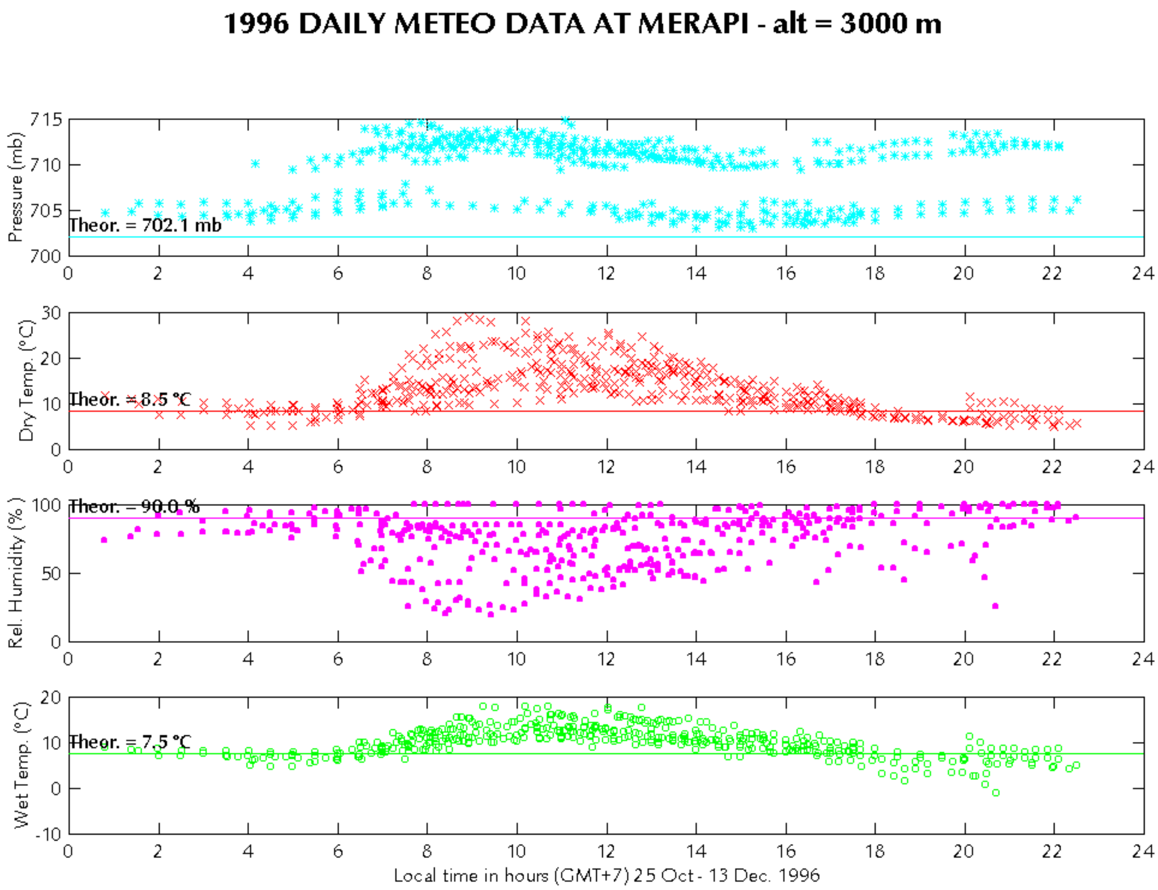


Figure 2.15. Synthèse journalière de toutes les mesures météo de la campagne 1996, réduites à l'altitude de 3000 m. Les valeurs « théoriques » sont celles données aux zones équatoriales [*Saastamoinen*, 1972].

Campagne du 15 au 26 mars 1997

Basé sur la campagne 1996, le planning des mesures a été organisé en 4 étapes pour un total de 9 jours de terrain, toujours avec les 2 récepteurs monofréquence *SERCEL NR101*. L'objectif était, de même qu 'en 1996, de réaliser un facteur de redondance supérieur à 2 (f = 2.1, voir Figure 2.16) :

- mesures des lignes de base au sommet avec un facteur de répétabilité des points supérieur ou égal à 3, orientées pour contraindre la géométrie du cratère principal (quadrilatère **NTR0**, **NUR0**, **AYI0** et **DOZ0**) par sessions de 1 heure;
- rattachement du point sommital **LUL0** aux points intermédiaires **PUS0** et **SEL0** (sessions de 2 heures) et aux points lointains **JRA0**, **BAB0** et **DEL1** (sessions de 6 heures);
- rattachement des points intermédiaires **PUS0** et **SEL0** avec les points lointains **JRA0** et **BAB0** (sessions de 4 heures);
- mesure du triangle de référence **JRA0**, **BAB0** et **DEL1** (sessions de 6 heures).

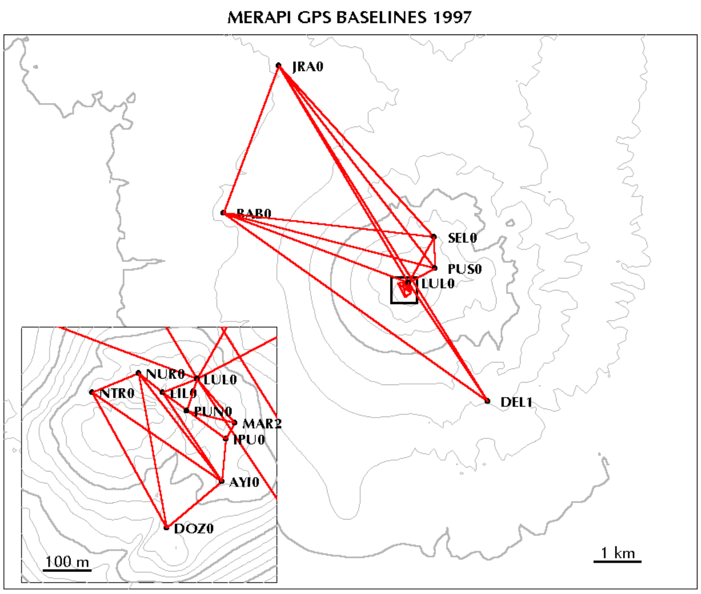


Figure 2.16. Lignes de base mesurées pour la campagne 1997 (f = 2.1).

Pour calculer un modèle de météo locale, la pression atmosphérique, la température sèche et l'humidité relative ont été mesurées en chaque point au cours de toutes les sessions. L'un des capteurs d'humidité est tombé en panne en début de mission; le seul capteur valide a donc été utilisé préférentiellement aux points de référence (poste d'observation) où les mesures, prises sous abris, sont plus fiables. La Figure 2.17 présente l'ensemble des mesures de la campagne 1997 réduites à l'altitude de 3000 m et superposées sur une seule journée en heure locale. On remarque nettement l'onde semidiurne sur la pression et l'onde diurne sur la température. L'humidité relative présente des variations anticorrélées avec la température sèche et la température humide est ainsi stable et peu bruitée, ce qui est garant d'une bonne cohérence des mesures. Les mesures de terrain ont donc été moyennées pour chaque point et chaque session, réduites au niveau de la mer puis moyennées entre points. Les formules inverses sont ensuite appliquées en chaque point

pour revenir à l'altitude d'origine, puis nous calculons la température humide et injectons ces paramètres dans le programme *GPSWIN*. Les hauteurs d'antenne et paramètres météos utilisés sont synthétisées au Tableau 2.8.

Tableau 2.8. Synthèse des sessions de mesure GPS 1997 : jour, heures de début et fin approximatives (pour moyennes météo), hauteurs d'antenne réelles, données météo mesurées et moyennées par un modèle local.

Session time		**GPS station 1 (22)**								**GPS station 2 (116)**							
				Mean meteo meas.			**Local meteo model**					**Mean meteo meas.**			**Local meteo model**		
Begin Day /h	**End Day /h**	**Name**	***ha* (m)**	***P* (mb)**	***T* (°C)**	***RH* (%)**	***P* (mb)**	***Td* (°C)**	***Tw* (°C)**	**Name**	***ha* (m)**	***P* (mb)**	***T* (°C)**	***RH* (%)**	***P* (mb)**	***Td* (°C)**	***Tw* (°C)**
074/05	074/07	MAR2	1.429	720	29.2	—	721	27.0	14.8	PUN0	1.357	718	24.6	30.6	718	26.8	14.6
074/08	074/10	LUL0	1.431	717	16.2	—	718	17.0	10.6	PUN0	1.447	718	17.7	50.8	717	17.0	10.5
074/09	074/11	LUL0	1.407	717	14.2	—	718	15.5	7.7	LIL0	1.299	719	16.9	39.4	718	15.5	7.7
074/10	074/12	NUR0	1.529	720	12.7	—	720	12.9	5.3	LIL0	1.332	719	13.0	36.3	719	12.8	5.2
075/00	075/02	NUR0	1.529	722	20.1	—	722	17.2	11.2	NTR0	1.450	725	14.5	53.6	725	17.4	11.3
075/02	075/04	DOZ0	1.622	727	22.9	—	727	21.1	18.3	NTR0	1.423	725	19.0	79.5	724	20.9	18.1
075/04	075/06	DOZ0	1.622	726	20.8	—	727	24.0	16.4	NUR0	1.401	723	26.8	50.5	722	23.6	16.0
075/05	075/07	DOZ0	1.622	726	19.8	—	726	18.7	15.6	AYI0	1.363	724	17.4	75.8	723	18.5	15.4
075/08	075/10	IPU0	1.393	720	13.1	—	720	12.9	12.2	AYI0	1.363	723	12.9	93.2	722	13.1	12.3
075/10	075/12	IPU0	1.411	720	13.0	—	721	12.7	11.7	MAR2	1.059	722	12.5	90.0	721	12.7	11.7
076/01	076/03	LUL0	1.100	720	21.6	—	721	20.9	17.6	MAR2	1.055	724	20.4	75.5	723	21.1	17.7
076/04	076/06	NTR0	1.381	723	24.2	—	724	21.1	17.4	AYI0	1.404	725	17.9	73.3	724	21.1	17.4
076/06	076/08	NUR0	1.426	720	22.5	—	721	20.0	16.4	AYI0	1.404	724	17.7	72.8	723	20.1	16.5
076/07	076/09	LIL0	1.392	719	19.0	—	719	18.6	13.7	AYI0	1.404	723	18.4	63.1	723	18.8	13.9
076/09	076/11	LIL0	1.391	718	13.7	—	719	14.4	11.9	IPU0	1.416	722	15.1	79.0	721	14.5	12.1
077/01	077/04	PUS0	0.353	742	10.4	89.9	743	12.3	11.3	LUL0	0.965	722	12.8	—	721	10.9	9.8
077/04	077/07	SEL0	0.448	755	18.7	76.0	757	21.6	18.3	LUL0	0.965	721	22.0	—	719	19.1	16.0
077/07	077/11	SEL0	0.470	754	16.7	84.6	755	16.7	14.8	PUS0	0.366	741	15.6	—	739	15.7	13.9
077/22	078/05	JRA0	2.301	874	19.9	84.9	879	22.4	20.5	LUL0	1.229	721	15.0	—	717	12.5	10.8
078/05	078/13	BAB0	1.749	873	19.9	92.4	878	21.7	20.7	LUL0	1.229	719	13.4	—	715	11.6	10.8
079/00	079/08	DEL1	1.705	855	17.5	95.9	859	22.3	21.8	LUL0	1.233	720	18.2	—	716	13.4	13.0
079/10	079/13	JRA0	2.257	872	19.7	96.2	876	20.3	19.8	PUS0	0.395	741	12.4	—	737	11.8	11.4
079/23	080/04	BAB0	1.683	874	20.5	93.9	879	23.3	22.6	PUS0	0.395	743	17.6	—	738	14.8	14.1
080/04	080/09	BAB0	1.695	873	22.0	92.8	877	23.7	22.8	SEL0	0.440	756	17.9	—	752	16.1	15.3
080/09	080/14	JRA0	2.337	872	20.0	99.5	876	20.3	20.2	SEL0	0.439	756	13.1	—	753	12.8	12.7
084/08	084/16	JRA0	2.408	872	20.5	92.0	872	20.4	19.4	BAB0	1.616	875	20.4	—	874	20.5	19.5
085/00	085/07	JRA0	2.408	872	21.1	93.1	873	22.2	21.3	DEL1	1.485	856	22.1	—	855	21.1	20.2
085/08	085/13	BAB0	1.739	872	21.0	98.0	874	20.3	20.0	DEL1	1.485	855	18.4	—	854	19.1	18.9
085/13	085/15	BAB0	1.739	874	19.2	100	875	18.7	18.7	DEL1	1.485	856	17.0	—	855	17.5	17.5

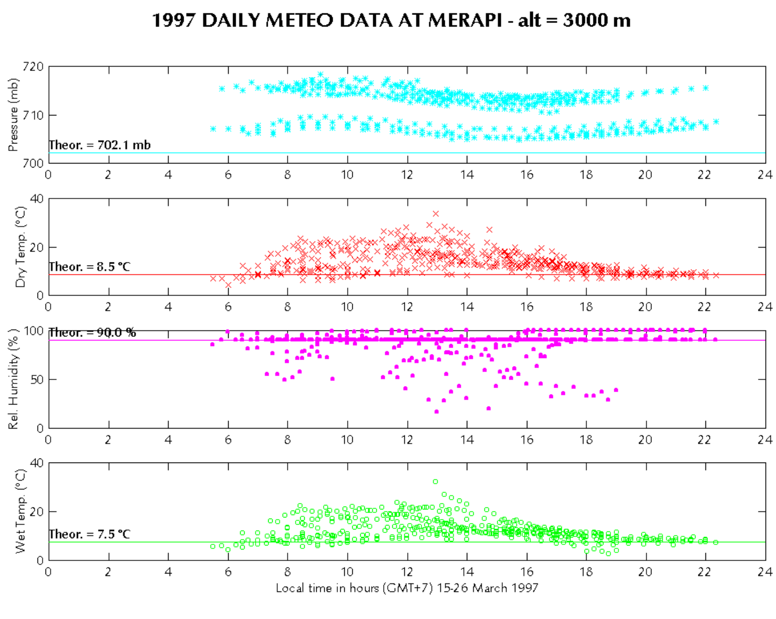


Figure 2.17. Synthèse journalière de toutes les mesures météo de la campagne 1997, réduites à l'altitude de 3000 m. Les valeurs théoriques sont issues des données moyennes aux zones équatoriales.

Le résultat du calcul des lignes de base (*GPSWIN*) est présenté au Tableau 2.9. Pour les longues bases, il a souvent été nécessaire d'exclure une partie des enregistrements sur certains satellites (à cause des masques propres aux sites où à des perturbations atmosphériques) comme par exemple la session **JRA0** - **PUS0** dont seules les 2 premières heures ont été utilisées. Les élévations minimales de satellites ont été fixées à 15°.

Tableau 2.9. Lignes de base GPS mars 1997 : composantes vectorielles (coordonnées géocentriques) et erreurs *a priori*, résultats des calculs par double différence avec le logiciel *GPSWin*.

Ligne de base		**Composantes géocentriques (m)**			**Erreur de mesure (m)**		
		X	**Y**	**Z**	**dX**	**dY**	**dZ**
MAR2	PUN0	83.173	73.698	22.037	0.0027	0.0070	0.0027
IPU0	MAR2	–20.369	–2.603	33.538	0.0039	0.0055	0.0038
LUL0	MAR2	–62.806	–65.001	–89.929	0.0054	0.0073	0.0035
NTR0	AYI0	–250.940	–119.831	–188.901	0.0105	0.0216	0.0071
NUR0	AYI0	–146.488	–113.648	–224.782	0.0080	0.0265	0.0115
LIL0	AYI0	–93.944	–107.792	–182.541	0.0086	0.0096	0.0078
LIL0	IPU0	–113.009	–79.266	–95.979	0.0085	0.0119	0.0064
LUL0	PUN0	20.377	8.692	–67.894	0.0031	0.0039	0.0027
LUL0	LIL0	70.623	16.741	–27.473	0.0054	0.0077	0.0031
NUR0	LIL0	–52.529	–5.873	–42.227	0.0028	0.0036	0.0026
NUR0	NTR0	104.465	6.184	–35.870	0.0061	0.0069	0.0029
DOZ0	NTR0	124.188	122.649	282.711	0.0056	0.0107	0.0055
DOZ0	NUR0	19.723	116.472	318.586	0.0072	0.0097	0.0063
DOZ0	AYI0	–126.768	2.829	93.803	0.0075	0.0209	0.0081
IPU0	AYI0	19.085	–28.607	–86.565	0.0066	0.0105	0.0048
PUS0	LUL0	468.540	389.459	–329.952	0.0035	0.0049	0.0028
SEL0	LUL0	436.473	454.042	–1035.585	0.0046	0.0125	0.0042
SEL0	PUS0	–32.063	64.580	–705.640	0.0072	0.0096	0.0043
JRA0	LUL0	–2971.027	–27.372	–4879.141	0.0105	0.0165	0.0069
	correction	*+0.006*	*+0.002*	*0.004*			
BAB0	LUL0	–4255.056	–44.497	–1713.999	0.0128	0.0192	0.0115
DEL1	LUL0	978.517	2275.698	2353.702	0.0080	0.0141	0.0038
JRA0	PUS0	–3439.546	–416.887	–4549.164	0.0140	0.0198	0.0095
BAB0	PUS0	–4723.595	–433.900	–1384.033	0.0118	0.0185	0.0111
BAB0	SEL0	–4691.530	–498.523	–678.381	0.0124	0.0299	0.0123
JRA0	SEL0	–3407.480	–481.463	–3843.540	0.0143	0.0227	0.0113
JRA0	BAB0	1284.021	17.127	–3165.186	0.0232	0.0397	0.0157
JRA0	DEL1	–3949.582	–2303.019	–7232.871	0.0276	0.0580	0.0136
BAB0	DEL1	–5233.563	–2320.138	–4067.704	0.0253	0.0492	0.0180
			Ecarts types moyens :		**0.0095**	**0.0171**	**0.0073**

2.1.7. Synthèse et conclusions sur les mesures GPS

La mesure du réseau GPS a considérablement évolué depuis 1993 : récepteurs différents en 1994 (bifréquence), ajout de points lointains et prise en compte d'un modèle de météo locale depuis 1996. Le nombre de lignes de base mesurées est également très différent suivant les années : 12, 17, 18, 32 et 28 respectivement de 1993 à 1997. Les deux campagnes vraiment comparables sont celles de 1996 et 1997, pour lesquelles une stratégie de mesure a été clairement définie (voir Annexe B.1).

Pour tenter d'analyser les erreurs de mesure sur les lignes de base (erreur *a priori*) et leur évolution au cours des années, nous avons calculé pour chaque année une régression linéaire (moindres carrés) entre l'erreur sur la composante géocentrique i (i = {X,Y,Z}) et la longueur de base mesurée D, de la forme $\sigma_i = a_i\, D + b_i$ (voir Figure 2.18).

Le paramètre a détermine la sensibilité des mesures à D. On retrouve bien en moyenne, l'erreur annoncée en début de chapitre pour des lignes de base inférieures à 15 km et des récepteurs monofréquence ($2\ 10^{-6}\ D$) et les différences entre chaque composante dues à la méthode de trilatération et aux spécifités orbitales des satellites GPS : erreur maximale sur Y (≈ verticale), puis sur X (≈ ouest) et enfin sur Z (≈ nord). On note des valeurs d'un ordre de grandeur plus faibles pour l'année 1994, probablement grâce aux récepteurs bifréquence. Pour 1996 et 1997, on remarque que l'on a réussi à diminuer l'erreur sur la composante Y de façon significative (par rapport à 1993 et 1995), en utilisant les corrections troposphériques.

En revanche, le paramètre b reflète le « bruit de fond » sur la mesure GPS. Le graphe montre une augmentation quasi constante avec les années, et aucune amélioration ni en 1994, ni en 1996 et 1997. Cette erreur est donc indépendante du type de récepteur ou de traitement des données. Il est probable que cela soit dû à l'extension progressive du réseau et par conséquent au nombre de ligne de base.

Sur la Figure 2.19, les erreurs sur les 3 composantes géocentriques des 5 campagnes confondues sont représentées en fonction de la longueur des lignes de base. La grande majorité des points de mesures du sommet se trouvent près de l'origine (moins de 500 m).

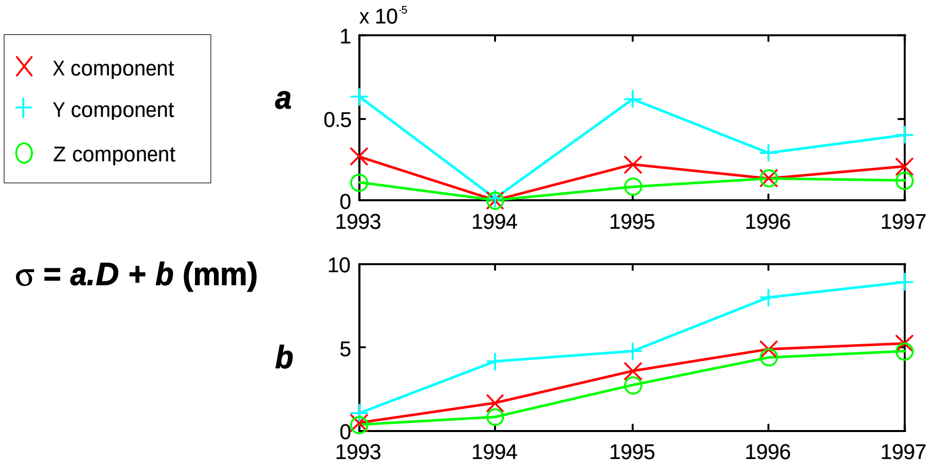


Figure 2.18. Évolution, de 1993 à 1997, des paramètres de régression linéaire entre l'erreur sur la mesure GPS (3 composantes) et la longueur de la ligne de base. On remarque sur le paramètre a la qualité des mesures en 1994 (récepteurs bifréquence) et l'amélioration très nette en 1996 et 1997 grâce à l'introduction d'un modèle de météo locale. Le paramètre b semble dépendant du nombre de mesures.

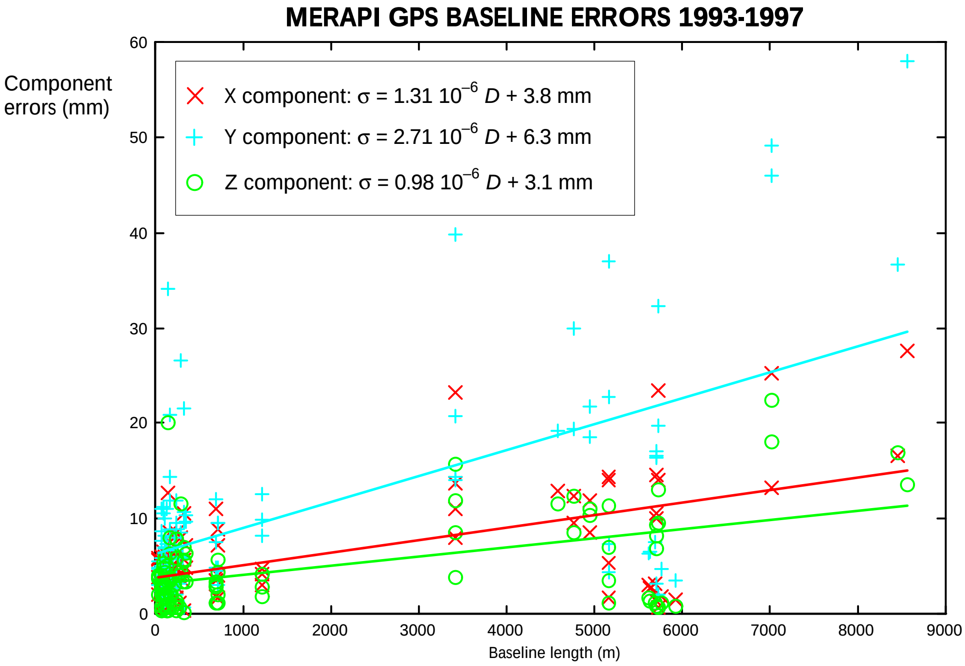


Figure 2.19. Erreurs *a priori* (à un écart type) sur les 3 composantes géocentriques des lignes de base mesurées par GPS au Merapi de 1993 à 1997, en fonction de la longueur. Les interpolations linéaires (par moindres carrés) sont représentées par une droite pour chaque composante. On trouve une erreur moyenne d'environ 4 mm + 2 10^{-6} D.

Cette analyse nous permet de conclure :

- l'usage de récepteurs bifréquence améliore nettement les mesures et aurait été très bénéfique pour la mesure des longues bases ;
- l'introduction d'un modèle météorologique local basé sur des mesures de terrain a permis de diminuer les erreurs sur les bases présentant une forte dénivelée ;
- les erreurs sont finalement assez fortes et supérieures à la précision que nous recherchons. Elles ne sont pas corrélées avec le facteur de redondance dont nous avons parlé et ne tiennent pas compte de la géométrie du réseau et des fermetures.

Il est donc indispensable de valider ces mesures par compensation, ce qui sera l'objet du Chapitre 3.



Photo 2.1. Mesure GPS au point **SEL0** (*Selokopo Atas*) sur la crête menant au sommet du Merapi. À gauche, la colline de *Pusunglondon* (point **PUS0**) et en haut à droite le dernier cône sommital *Gg. Anyar* avec le panache fumerolien (SO_2 et vapeur d'eau).



Photo 2.2. Mesure GPS au point **DOZ0** en septembre 1993. En arrière plan, le dôme de lave.



Photo 2.3. Mesure AEMD au point **MAR2** par les équipes américaines en septembre 1993.

2.2. Mesures extensométriques des fractures sommitales

2.2.1. Stratégie d installation

Dès 1993, nous avons entrepris une étude de mesure de l'extension des fractures majeures susceptibles d'être activées au sommet. Il fallait aussi considérer l'accessibilité du site et la possibilité d'y implanter un extensomètre (points d'ancrage). Sur les conseils du MVO, nous avons tout d'abord instrumenté la fracture située sur la coulée de lave 1956 dont nous avons parlé au Chapitre 1. Un premier extensomètre développé par *TAD* (*Traitements Analogiques et Digitaux*, Paris) a été installé en février 1993. Les données étaient transmises par satellite *Argos* et parallèlement, une station de réception avait été mise en place au VSI à Bandung. En août 1993, nous avons tenté d'installer un extensomètre longue base qui aurait mesuré l'extension des bords du cratère principal entre le sommet et le cratère *Gendol*, sur une distance diagonale d'environ 200 mètres. Celui-ci était composé d'un câble en *Kevlar* et d'un système de mesure à potentiomètre. L'installation — outre le fait qu'elle a été extrêmement périlleuse — a été détruite par vandalisme et n'a donné aucun résultat [*Beauducel*, 1992-1994].

À partir de 1994, cinq autres extensomètres *LGIT* ont été installés au sommet (voir Figure 1.16, Chapitre 1) par les successifs coopérants en poste [*Dejean*, 1994-1995; *Guilbert*, 1996-1997], avec un système d'acquisition *LEAS* et une radio-transmission. Chaque station peut être équipée de 6 capteurs externes enregistrés sur 512 points (9 bits) et le système fonctionne en réseau interrogeable depuis la station centrale, installée initialement au MVO, puis à l'observatoire de *Babadan*. La station fournit également une mesure de température interne et la tension batterie. La mesure de température permet de contrôler des effets de dilatation sur le câble ou sur la roche. La tension de la batterie nous permet d'anticiper la fin de vie de la batterie et nous renseigne également sur l'ensoleillement (charge par les panneaux solaires). Le système de transmission a demandé un travail de maintenance considérable et les données présentent de nombreuses lacunes.

L'un de ces extensomètres a été placé sur la même fracture *Lava 56* le 11 août 1994, de façon à contrôler les mesures par redondance (*LEAS* n°2). Une autre, du même modèle, a été installé le 22 novembre 1994 sur une fracture active de *Lava 57* (*LEAS* n° 3). Les trois autres ne sont pas présentés ici car ils n'ont donné aucun résultat pour diverses raisons :

- fracture du plateau de *Gendol* : deux extensomètres installés en parallèle le 15 août 1994 (*LEAS* n°1) et détruits par une petite nuée ardente le 10 septembre suivant;
- fracture mineure dans le cratère *Woro* : un extensomètre installé le 3 juillet 1996 (*LEAS* n°4) et détruit par des avalanches de roches lors de l'éruption du 17 janvier 1997, avant d'avoir fourni la moindre donnée.

2.2.2. Fracture *Lava 56*

La fracture est de direction N80 et coupe le bord du cratère au niveau de la coulée de 1956, en contrebas du point géodésique **LIL0**. Elle est parfaitement visible sur une vingtaine de mètres (environ 20 cm de large en surface) et dégage en permanence de la vapeur d'eau sur pratiquement toute sa longueur. Cette fracture a l'avantage de présenter des lèvres en roche assez compacte, et d'être située sur un site facilement accessible, dans la zone nord du sommet à l'abris des avalanches du dôme.

Station *TAD Monoa*

La station comprend un seul capteur : un extensomètre TAD, constitué d'un simple câble en INVAR relié à un potentiomètre 50 - 500 Ω. La dynamique est donnée à 10 pouces (25.4 cm). Le système d'acquisition *Monoa* et une batterie 70 Ah sont protégés dans un boîtier *ROSE* étanche. Le potentiomètre lui-même est fixé à ce boîtier, lequel a été vissé en 3 points à la roche sub-verticale à cet endroit. L'autre extrémité du câble est fixée dans la roche de l'autre coté de la fracture et est protégé dans un système de tubes PVC coulissants et graissés, de façon à limiter l'introduction des gaz corrosifs et des poussières (voir Figure 2.20).

La TAD *Monoa* est un système de très faible consommation qui enregistre un unique signal par intégration sur une période déterminée (1 seconde à 1 heure). La tension aux bornes du potentiomètre — alimenté en courant constant — est mesurée puis stockée sur 1000 points et la capacité mémoire est de 50 000 mesures. La programmation et la récupération des données doivent se faire au moyen d'un boîtier modem *TAD 8011* et d'un PC. Une liaison satellite *Argos* est possible (transmission d'un message 32 bits contenant les 12 dernières mesures) et a très bien fonctionné jusqu'au mois de mai 1996; la station fonctionne depuis uniquement en *data-logger* (enregistrement autonome avec stockage en mémoire interne, sans transmission).

La période d'acquisition avait été fixée à 60 minutes depuis l'installation début 1993 en raison du recouvrement des données *Argos*. Cette transmission n'étant plus active, la station a été reprogrammée à 10 minutes le 19 juin 1996, afin de rester compatible avec la station *LEAS* du même site (inclinomètres et extensomètre).

Le Tableau 2.10 reprend les valeurs de sensibilité du capteur, la résolution numérique (valeur d'un digit en unité physique) et une estimation du bruit à court terme (écart type des différences entre 2 données consécutives) et à 1 jour (écart type du signal résiduel après soustraction du signal filtré à 1 jour, non déphasant).

Tableau 2.10. Caractéristiques de la station *Monoa* : sensibilité de l'instrument, résolution numérique et bruits moyens à 10 minutes et 1 jour (écart-type).

Capteur	**Unité**	**Dynamique**	**Résolution**	**σ 10 minutes**	**σ 1 jour**
Extensomètre TAD	mm	245	0.286	0.0121	0.8897

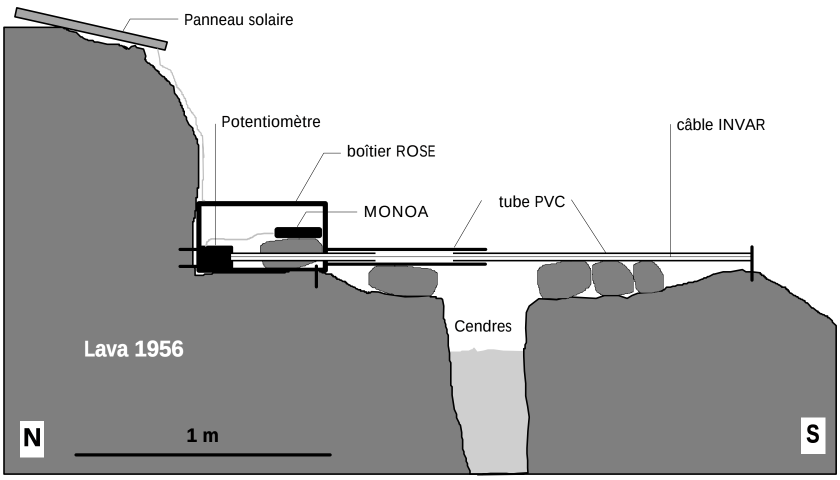


Figure 2.20. Schéma en coupe de l'extensomètre TAD *Monoa* (fracture *Lava 1956*).

La Figure 2.21 montre la totalité des données non filtrées d'avril 1993 à juillet 1996, calibrées en mm. Les sauts dus à des interventions sur le câble ont été corrigés afin d'obtenir l'extension réelle à long terme. Ce type de correction n'est valide que si les points d'ancrage de l'extensomètre n'ont pas été modifiés, ce qui est le cas ici.

Le bruit important les 6 premiers mois est dû à plusieurs facteurs purement instrumentaux (faux contacts sur le potentiomètre) et il est difficile d'en extraire les déformations réelles. Les périodes sans données sont dues par des problèmes de communication entre le PC de terrain et le boîtier d'acquisition *TAD* qui produisaient des erreurs de programmation. Suite à une panne de la *Monoa* et sans réparation sur place, nous n'avons aucune donnée depuis juillet 1996.

Entre fin 1993 et mi 1996, on constate une extension d'environ +12 mm. Les variations journalières sont importantes et atteignent plusieurs millimètres par endroits. Un filtrage simple pourra cependant le diminuer fortement.

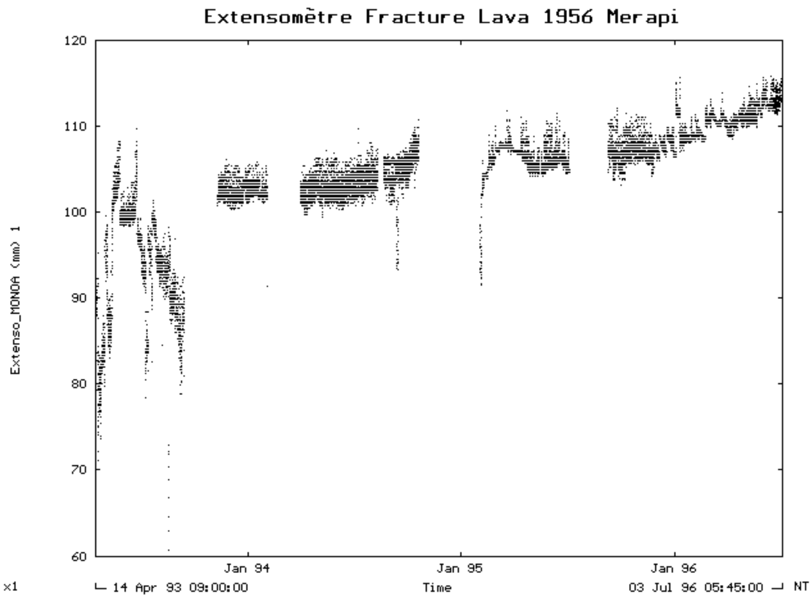


Figure 2.21. Données brutes calibrées de l'extensomètre *Monoa* placé sur la fracture *Lava 56*, entre avril 1993 et juillet 1996.

Station *LGIT LEAS* n°2

L'extensomètre *LGIT*, connecté à la station *LEAS* n°2, a été installé en parallèle de l'extensomètre *Monoa*, à environ 1 mètre à l'ouest. Le principe de fonctionnement et d'installation est pratiquement le même : la roche étant compacte à cet endroit, le boîtier a été fixé par vis d'un coté et pour le câble de l'autre (voir Photo 2.4).

Tableau 2.11. Caractéristiques des capteurs de la station *LEAS* n°2 : sensibilité de l'instrument, résolution numérique et bruits moyens à 1 heure et 1 jour (écart-type).

Capteur	**Unité**	**Dynamique**	**Résolution**	**σ 10 minutes**	**σ 1 jour**
Extensomètre LGIT	mm	110	0.22	0.1251	0.2303
Température LEAS (interne)	°C	500	1	1.346	3.629
Tension batterie	V	50	0.1	0.2673	0.5623

Les données brutes calibrées sont présentées Figure 2.22. Le bruit moyen journalier est plus faible que pour l'extensomètre *Monoa*. On constate deux événements importants : un serrage d'environ –2 mm vers le 25 novembre 1995, et une ouverture de +8 mm entre janvier et mars 1996.

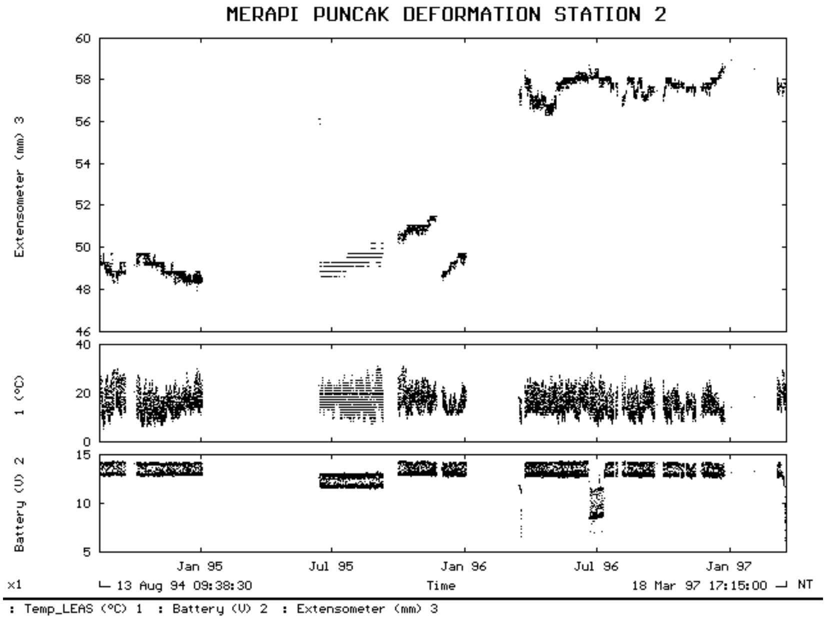


Figure 2.22. Données brutes calibrées de la station LEAS n°2 : extensomètre, température et tension batterie.



Photo 2.4. Deux extensomètres en parallèle sur la fracture *Lava 56*. Au premier plan le capteur *LGIT* relié à la station *LEAS* n°2 et au second plan le capteur de la station *Monoa*.

2.2.3. Fracture *Lava 57*

La fracture est de direction N130°E. Elle traverse la coulée de 1957 à l'ouest puis semble se confondre avec l'escarpement du cratère principal au niveau du sommet. Elle doit donc recouper la fracture *Lava 56* au niveau du point géodésique **LIL0**. Le long de cette fracture, on ne trouve aucun site où la roche est compacte; le sol est typique du sommet Merapi, mélange de petits cailloux et de cendres.



Photo 2.5. Station *LEAS* n°3 : extensomètre installé sur une fracture de *Lava 57* (cliché: *M. Dejean*).

Station *LEAS* n°3

L'installation est identique à celle de la station n°2, sauf pour le mode de fixation qui s'est fait à l'aide de barres métalliques enfoncées dans le sol sur plus d'un mètre de profondeur (voir Photo 2.5). Cette station n'a fonctionné qu'entre novembre 1994 et juin 1995. La batterie a connu un problème de charge fin 1994, puis la partie électronique est définitivement tombée en panne. La station a alors été démantelée pour remplacer certains composants de la *LEAS* n°2 en difficulté à ce moment.

Les données brutes calibrées sont peu nombreuses (Figure 2.23) mais tout de même intéressantes : une ouverture de +2 mm en 15 jours puis une très légère augmentation d'environ 1 mm au cours des 6 mois qui ont suivi.

Tableau 2.12. Caractéristiques des capteurs de la station *LEAS* n°3 : sensibilité de l'instrument, résolution numérique et bruits moyens à 1 heure et 1 jour (écart-type).

Capteur	**Unité**	**Dynamique**	**Résolution**	**σ 10 minutes**	**σ 1 jour**
Extensomètre LGIT	mm	110	0.22	0.4429	0.5251
Température LEAS (interne)	°C	500	1	1.1998	2.7034
Tension batterie	V	50	0.1	0.2447	0.4658

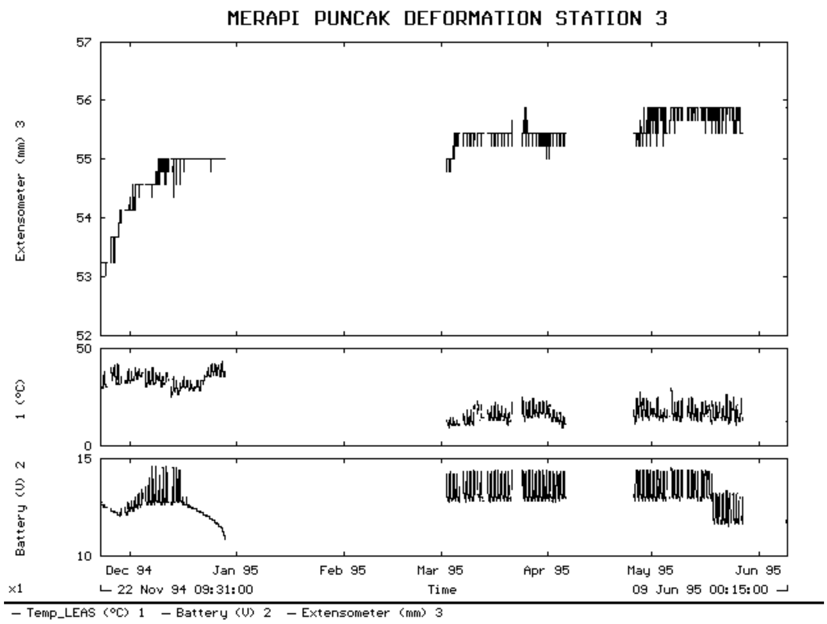


Figure 2.23. Données brutes calibrées de la station *LEAS* n°3 : extensomètre, température et tension batterie.

2.2.4. Conclusions sur les mesures extensométriques

Malgré les six extensomètres installés au sommet, nous ne disposons que de 3 instruments sur deux sites dont les données sont exploitables. Ceci reflète tous les problèmes liés aux conditions extrêmes au sommet du Merapi : protection des capteurs et systèmes électroniques (intempéries, corrosion due aux gaz acides, avalanches et nuées ardentes), et la relative difficulté d'accès pour la maintenance.

Sur la fracture *Lava 56*, nous pourrons valider les signaux entre les 2 extensomètres et estimer une incertitude de mesure. Les données sont correctes de 1994 à 1996, de façon quasi continue.

Sur la fracture *Lava 57*, nous avons 6 mois de données seulement (novembre 1994 à juin 1995) sur une seule composante, sans aucun moyen d'estimer l'incertitude de mesure.

Ces différents traitements seront effectués au Chapitre 3 où les données seront intégrées avec les autres mesures du sommet.

2.3. Mesures clinométriques

2.3.1. Le pendule *Compact Blum*

Basé sur le pendule horizontal à suspension bifilaire de *Zöllner*, l'inclinomètre conçu par Pierre-Antoine BLUM (IPGP) est réalisé entièrement en silice soudée [*Saleh et al.*, 1991]. La silice possède un coefficient de dilatation thermique (0.54 10^{-6} K^{-1}) et un taux de fluage (–2 10^{-7} an^{-1}) très faibles. En outre, elle résiste très bien à la corrosion. Les premiers inclinomètres *Blum* permettaient de mesurer les variations d'inclinaison du sol avec une résolution pouvant atteindre 10^{-10} rad [*Blum*, 1963]. L'un d'eux a été installé dans une cave naturelle en Pologne et n'a pas montré de dérive (< 1 µrad) en plus de 20 ans, ce qui est tout à fait exceptionnel [*Blum*, comm. pers., 1994]. L'expérience a montré que la dérive instrumentale moyenne était inférieure à 0.5 µrad par an. La version « compacte » du pendule de *Blum*, de taille réduite, étanche et transportable, a été réalisée à des centaines d'exemplaire et offre une précision de l'ordre de 10^{-7} rad. Elle est utilisée aussi bien pour la surveillance des volcans [*Delorme et al.*, 1989 ; *Delorme*, 1994 ; *David*, 1998], l'étude des zones sismotectoniques [*Lesage*, 1981 ; *Pinettes*, 1997] que pour des études de génie civil (barrages, monuments,...) [*Saleh*, 1986], de mécanique des roches [*Li*, 1997] ou de sismologie longue période [*Blum & Gaulon*, 1971].

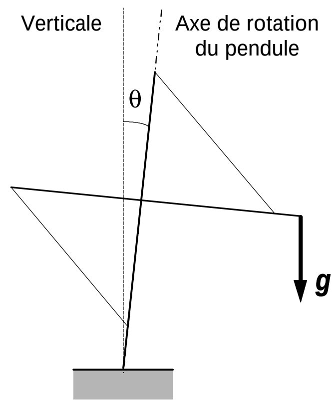


Figure 2.24. Schéma de principe du pendule horizontal à suspension bifilaire de *Perrot - Zöllner*, en position d'équilibre dans le plan vertical de son axe de rotation.

Le principe du pendule horizontal semble être dû à *Perrot* [C.R.A.S. de 1862] et sa première réalisation à *Zöllner* en 1869. Le pendule, suspendu par 2 fils pour éviter les frottements solides, est mobile autour de son axe de rotation et a une position d'équilibre dans le plan vertical de son axe (voir Figure 2.24). Si la verticale se déplace par rapport au sol, donc par rapport à l'axe lié au sol, ce plan vertical tourne sous l'effet de la gravité, entraînant dans son mouvement le pendule. La rotation de ce dernier est d'autant plus grande que l'inclinaison q de l'axe sur la verticale est petite. L'étude complète des mouvements propres du pendule de *Zöllner* est assez complexe car le pendule a de nombreux degrés de liberté [*Jobert*, 1959]. En première approximation, on peut considérer que si le sol s'incline d'un angle a (dans la direction perpendiculaire au plan d'équilibre), la partie pendulaire subit une rotation d'un angle b avec une amplification donnée par la relation

$$\frac{b}{a} = \frac{g}{4p^2 l} T^2 = KT^2 \quad , \tag{2.8}$$

où g est l'accélération de la pesanteur, l la longueur réduite de la partie pendulaire et T est la

période propre d'oscillation du pendule. Si la détection se fait par une mesure de déplacement d à une distance D de l'axe de rotation, l'amplification mécanique est alors donnée par

$$\frac{d}{a} = DKT^2 = kT^2 \quad . \tag{2.9}$$

L'amplification des inclinaisons est donc considérable, et surtout, elle peut être choisie dans une très large dynamique (plusieurs ordres de grandeur) en ajustant la période T.

La réalisation de *Blum* (décrite en Annexe A.1.1) utilise une diode luminescente fixe et une cellule photoélectrique pour mesurer le déplacement d, avec une sensibilité d'environ U/d = 1 V/mm et une dynamique de plus de 8 V. On peut considérer une variation de 1 mV significative, ce qui correspond à 1 µm de déplacement. Le facteur d'amplification X (mécanique + électrique) des inclinomètres est alors donné par :

$$X = \frac{U}{d} DK \quad \text{(en V/µrad/s}^2\text{)}. \tag{2.10}$$

De fabrication « artisanale », chaque inclinomètre a un facteur X un peu différent. Typiquement, on a $K \approx 5$ s^{-2}, $D \approx 5$ cm, $k \approx 0.25$ m/rad/s^2 et donc $X \approx 0.25$ mV/µrad/s^2. Ce facteur X est déterminé après fabrication par une calibration en laboratoire (voir Annexe A.1.2).

Après installation sur le site, la période T d'oscillation libre du pendule est ajustée puis mesurée et la sensibilité s de l'inclinomètre est alors donnée par la relation :

$$s = \frac{1}{X.T^2} \quad \text{(en µrad/mV)}. \tag{2.11}$$

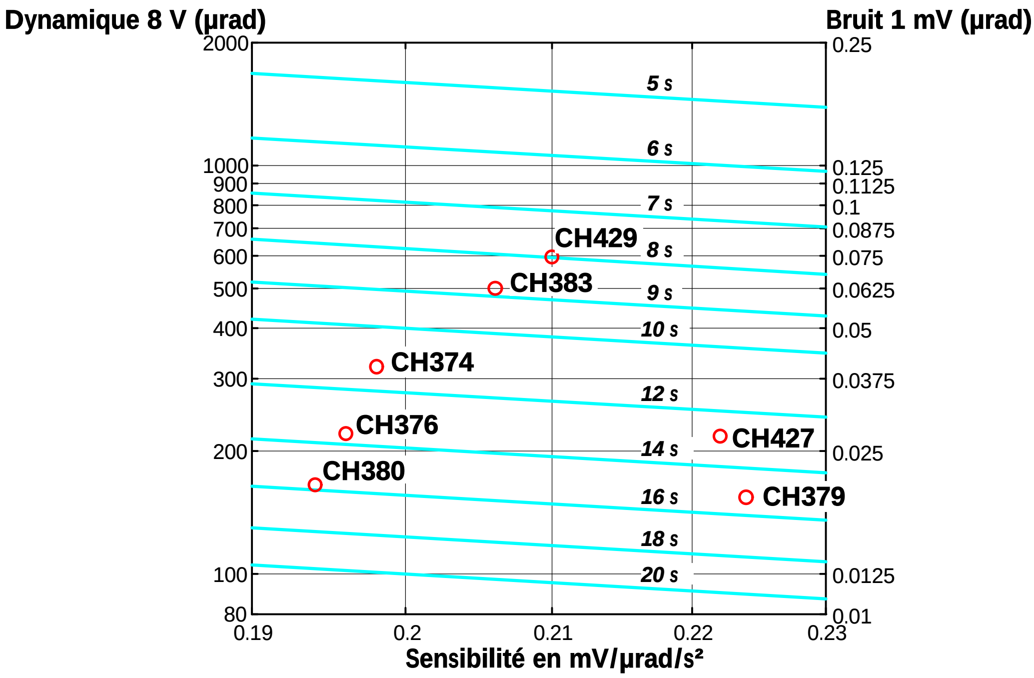


Figure 2.25. Abaque donnant la dynamique 8 V et le bruit 1 mV en µrad, en fonction de la sensibilité et de la période des inclinomètres *Blum*. Les 7 inclinomètres installés au Merapi sont indiqués par des cercles.

Les périodes sont choisies entre 2 secondes (s = 1 mV/µrad) et plus de 20 secondes (s = 0.1 V/µrad). De cette sensibilité, on peut tirer — par simple relation linéaire — la dynamique de l'inclinomètre (environ 8 V en tension) et le niveau de bruit (1 mV) équivalents en µrad; ces

relations sont représentées sur une abaque Figure 2.25 pour les inclinomètres utilisés au Merapi. On remarque alors une autre caractéristique du pendule *Blum* : pour une dynamique de mesure du même ordre de grandeur, plusieurs inclinomètres auront toujours un facteur de calibration et une période légèrement différents et donc une sensibilité différente. Les effets électroniques en tension (dérives d'alimentation par exemple) seront donc toujours dissociables des effets d'inclinaison (dérive d'un instrument).

Notons que le système pendulaire doit être amorti pour ne pas produire d'oscillations après une variation brusque d'inclinaison. Sur l'inclinomètre *Blum*, une plaque d'aluminium est fixée au pendule et constitue l'essentiel de sa masse ; un aimant puissant, posé devant l'instrument après l'installation, amortit les mouvements de manière quasi critique par courants de Foucault.

Méthodes d installation

Nous avons utilisé deux méthodes d'installation des inclinomètres sur le Merapi : une version sur trépied à vis, permettant une pose rapide et une version soudée sur cône de silice. Les conventions de polarité sont données Figure 2.26.

Pour les inclinomètres à vis, la tige centrale est soudée en laboratoire à un tripode de silice comprenant un pied fixe et deux vis micrométriques en INVAR. Pour la pose, le sol doit être horizontal à ± 1 cm. Le réglage doit se faire dans l'ordre suivant :

1. mise en oscillation rapide et centrage approximatif du pendule grâce aux deux vis;
2. augmentation progressive de la période en tournant la vis de période dans le sens anti-horaire, et recentrages successifs si nécessaire;
3. blocage des contre-écrous et mesure précise de la période finale.

Pour les inclinomètres à cône, un cône de silice est tout d'abord fixé à la roche dans un trou préalablement rendu conique grâce à un rodoir diamanté. L'inclinomètre est alors positionné au moyen d'une plate-forme de réglage amovible, puis soudé au chalumeau à mélange acétylène / oxygène en deux points au cône. La période (et donc la sensibilité) est fixée une fois pour toutes et ne peut être modifiée. En revanche, il est possible de recentrer le pendule avec un morceau de plomb posé sur une des tiges libres de l'inclinomètre. Le sol doit également être horizontal pour y poser la plate-forme. Il existe une autre méthode d'installation des inclinomètres Blum à cône, adaptée aux parois verticales.

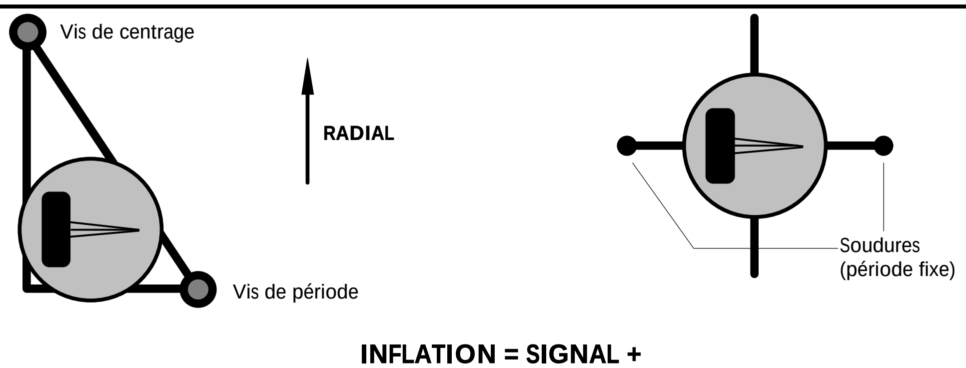


Figure 2.26. Polarité des inclinomètres compacts *Blum* à vis et à cône. La flèche "RADIAL" indique la direction du sommet du Merapi pour un signal positif lors d'une inflation du volcan. Sur le Merapi, les composantes tangentielles sont orientées par rapport aux composantes radiales, à 90° dans le sens trigonométrique.

2.3.2. Stations sommitales

Il est très difficile de trouver un site correct au sommet du Merapi pour installer un inclinomètre. Le sol est constitué d'amas de roches de toutes tailles, recimentées naturellement par les dépôts de cendre et la pluie abondante. Il n'y a pratiquement aucun gros bloc non fracturé ou à peu près stable...

Station *TAD* sur *Lava 57*

En 1994, un inclinomètre biaxial *Geomechanics 700* a été installé sur un gros bloc de *Lava 57*, avec une station d'acquisition *TAD808* à transmission *Argos*. Le système a demandé de nombreuses interventions jusque début 1995, mais n'a jamais réellement fonctionné, essentiellement à cause de problèmes de corrosion sur les circuits électroniques qui n'étaient pas préparés au terrain (protection thermique et imperméabilité insuffisantes). En outre, le système de réception de données *Argos* a été abandonné par le VSI un peu plus tard, en raison de son coût élevé.

Station *LEAS* sur *Lava 56* (*Lilik*)

Le 10 septembre 1995, nous avons choisi un nouveau site pour installer une station clinométrique et compléter la surveillance du sommet. Un des objectifs était aussi de tester les inclinomètres *Compact Blum* dans l'environnement agressif du Merapi. En plus de la stabilité locale (pas de déformations dues au site lui-même), il fallait respecter deux contraintes dans le choix de ce site :

- proximité d'un point de mesure GPS, afin de vérifier la cohérence des signaux;
- proximité d'une balise *LEAS*, centrales d'acquisition et de transmission déjà installées au sommet, pour y connecter notre station.

À environ un mètre du point GPS **LIL0**, à l'ouest du sommet et au bord du cratère principal, deux inclinomètres *Blum* à vis (**CH374** et **CH383**) ont été posés sur de petits blocs de lave compacte que nous avons nous-mêmes apporté sur le site et cimenté dans le sol. Les instruments sont protégés thermiquement par une petite glacière retournée, dont les bords sont légèrement pris dans le ciment. L'ensemble est recouvert de cendres altérées présentes sur tout le sommet (voir Figure 2.28 et Photo 2.6).

Afin de valider cette installation, les deux inclinomètres sont installés en position radiale, mais en sens opposé. On pourra ainsi vérifier que l'on mesure bel et bien une déformation d'ensemble et non des mouvements de blocs isolés ou des problèmes électroniques. Deux capteurs de température ont été placés afin de compléter la mesure faite dans la station *LEAS* (appelée température extérieure) : l'un à coté de l'inclinomètre **CH383** et l'autre enterré à environ 50 cm de profondeur.

Tableau 2.13. Caractéristiques des capteurs de la station *LEAS* n°2 : sensibilité de l'instrument, résolution numérique et bruits moyens à 1 heure et 1 jour (écart-type).

Capteur	Unité	Dynamique	Résolution	σ 1 heure	σ 1 jour
Inclinomètre radial CH374	µrad	403	0.805	4.548	9.794
Inclinomètre radial CH383	µrad	1377	2.754	2.839	5.421
Température tilt LM35	°C	150	1	—	—
Température sol LM35	°C	150	1	1.91	1.740

Les données brutes calibrées sont présentées à la Figure 2.27. Le capteur de température installé près de l'inclinomètre n'a jamais fonctionné, malgré de nombreuses interventions. L'ensemble des signaux est d'ailleurs très bruité, à cause de problèmes d'alimentation. Le capteur de température du sol ne montre quasiment aucune variation diurne; en revanche sa valeur moyenne est assez élevée : environ 40°C au début de l'installation, puis 26°C après une intervention mi 96 (le capteur a sans doute été replacé moins profond).

Les deux inclinomètres montrent des signaux très différents sur les 6 premiers mois de données après l'installation. Cela confirme une fois de plus l'importance de la redondance des mesures. À partir du mois d'août 1996, les signaux sont moins bruités et montrent des variations assez importantes : +200 µrad jusqu'à décembre 1996, puis une « déflation » de –200 µrad mais avec un trou de données important début 1997.

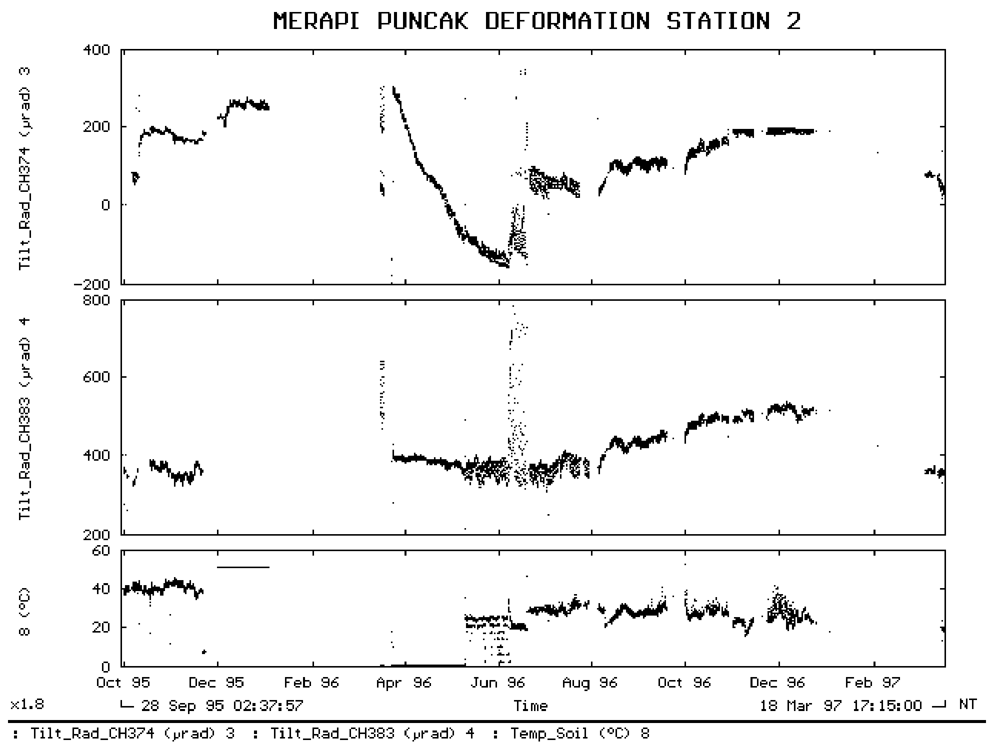


Figure 2.27. Données brutes calibrées de la station *LEAS* n°2 entre octobre 1995 et mars 1997 : inclinomètres en direction radiale et température du sol.

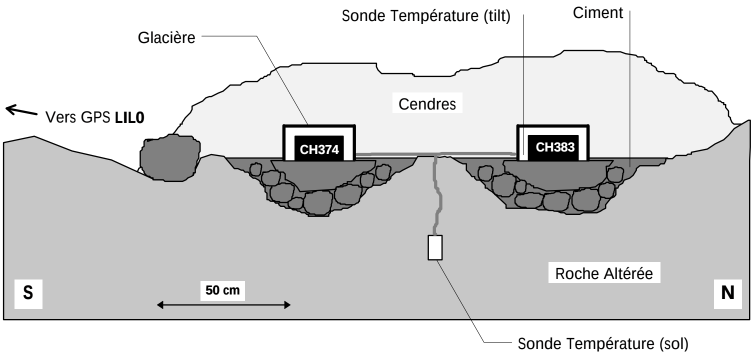


Figure 2.28. Schéma en coupe de l'installation des inclinomètres du sommet.



Photo 2.6. Installation de la station clinométrique de *Lilik* au bord du cratère sur *Lava 56*. En arrière plan, le dôme de lave de 1995.

2.3.3. Station *Deles* - flanc sud-est

Installation

La station est située près de la station sismique du MVO « *Deles* », (flanc sud-est à environ 3 km du sommet et 1500 m d'altitude), à seulement 15 minutes de marche d'un chemin carrossable, mais à plusieurs kilomètres de toute habitation. À cet endroit, on se trouve sur l'une des grandes coulées de lave andésitique compacte du « Merapi Moyen ». Cette coulée a une épaisseur de plus de 100 mètres recouverte de quelques mètres seulement de dépôts pyroclastiques récents. La coulée est donc accessible facilement en creusant la terre « à la main ». La station sismique, installée en 1987, se trouve au fond d'une vallée assez encaissée (Photo 2.7a), à quelques dizaines de mètres d'un ravin formé dans la coulée (Photo 2.7b). Elle comporte une petite bâtisse dont les fondations reposent sur la coulée de lave et l'ensemble est protégé par une enceinte de barbelés. Le sismomètre n'est pas enterré mais simplement posé sur la dalle de béton. Les signaux de cette station sont les meilleurs du MVO du point de vue du bruit sismique.

Un maçon nous a aidé à construire une « annexe » d'environ 60 × 70 cm de dimensions extérieures, dont les murs de parpaing s'appuient sur la roche. Une chape de béton a été mise en place pour former un sol horizontal et les murs ont été recouverts de 3 cm de polystyrène expansé afin d'assurer l'isolation (voir Figure 2.29).



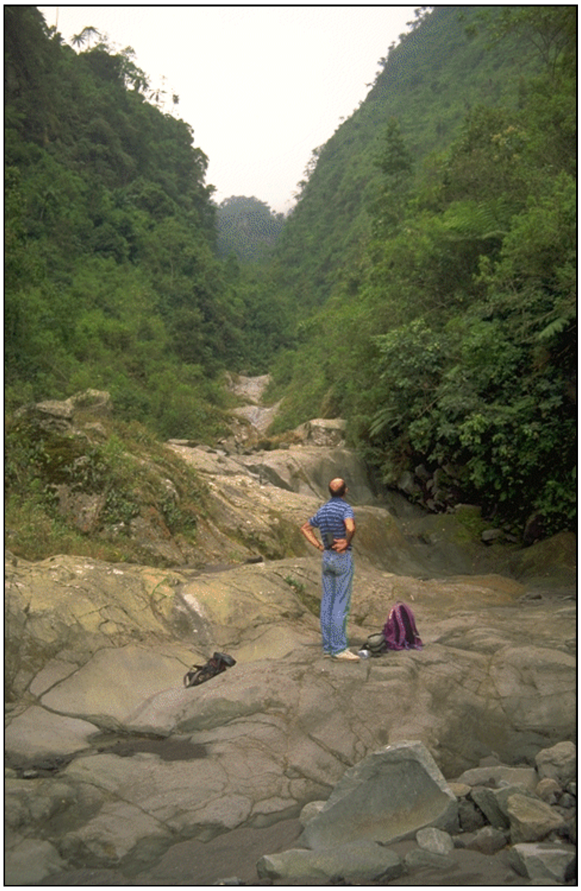


Photo 2.7. *(a)* Site de *Deles* et indication (flèche) de la station sismique (cliché : *D. Rebscher*). *(b)* Affleurement de la coulée de lave d'andésite massive « Merapi Moyen » en direction du nord (ravin en contrebas de la station).

Système d acquisition

Destinée principalement à acquérir de longues séries de données continues, la station ne comprend pas de télétransmission radio, ce qui en allège la maintenance. Les données sont acquises et mémorisées sur place au moyen du système d'acquisition µDAS (*Micro Data Acquisition System*). Il s'agit d'un petit *data-logger* 4 canaux, à faible consommation, qui enregistre des fréquences modulées par comptage sur 100 000 points, sans remise à zéro du compteur pendant l'acquisition (le comptage des flancs descendants se fait *modulo* 100 000). La période d'acquisition peut être choisie de 1 à 3600 secondes et la capacité d'enregistrement (pour 4 canaux) est de 55 000 échantillons. Les avantages du µDAS peuvent être résumés en 3 points :

- le signal modulant est intégré en continu (fonction porte temporelle), ce qui sert de filtre anti-aliasing acceptable (sinus cardinal en fréquence) quelle que soit la période d'acquisition ;
- la dynamique numérique est très élevée ;
- le bruit sur les longs câbles entre les capteurs et la station sont pratiquement éliminés[2].

Comme les capteurs utilisés (inclinomètres *Blum* et thermomètres) délivrent des tensions, il faut convertir ces signaux au moyen de convertisseurs tension / fréquence (CTF). Pour préserver la dynamique et la linéarité des instruments, nous avons utilisé des systèmes électroniques de précision que nous avons calibrés au laboratoire (voir Annexe B.3). La conversion est de l'ordre de 5000 Hz/V, ce qui donne aux inclinomètres une dynamique de 40 000 Hz. Pour une période de comptage de 10 minutes, les variations sont de 12 millions de points (les fréquences d'entrée du µDAS sont toujours divisées par 2), c'est-à-dire un équivalent de 24 bits. Les fichiers de données numériques demandent toutefois un traitement très particulier :

- calcul de l'offset de fréquence en début de fichier, au moyen d'enregistrements à faible période (1 ou 2 secondes), pour retrouver la fréquence absolue;
- reconstitution du signal relatif continu par correction des « sauts d'échelle » provoqués par la limite 100 000 points des compteurs;
- calibration en fonction de la période d'échantillonnage et de chaque type de CTF.

Nous avons entrepris une analyse très détaillée de ce système particulier et plusieurs logiciels ont été conçus à cette occasion (voir Annexes A.2 et A.3).

Période de test (station) : 16 septembre - 12 octobre 1995

Nous avons tout d'abord installé deux inclinomètres *Blum* à tripode dans des directions tangentielle (N120W, **CH379** à 15.0 s) et radiale au sommet (N30W, **CH380** à 16.2 s) sur le sol de l'annexe. Une sonde de température (**LM35**) est installée à l'intérieur de la petite bâtisse, et une autre de précision (**LIP**) est enterrée à l'interface sol - coulée (voir Figure 2.29).

Les capteurs sont alimentés par des circuits de précision développés à l'IPGP. L'ensemble du système consomme environ 100 mA sous 12 V (20 mA par inclinomètre, 20 mA pour le µDAS et 8 mA par CTF). Une batterie de 70 Ah et un panneau solaire de 64 W avec régulateur ont été installés, ce qui correspond à une autonomie électrique de 700 heures, et la nécessité d'au moins 30 minutes de soleil efficace par jour (en moyenne) pour permettre la recharge de la batterie et le

[2] La tension électrique sur un câble est modifiée par les ondes électromagnétiques externes (ajout de bruit) et par la résistivité du câble lui-même (chute de tension et influence de la température). Un signal modulé en fréquence est tout autant affecté par ces effets, mais si le bruit ne dépasse pas une fraction de la tension crête-crête, sa fréquence n'est pas modifiée et on conserve toute la précision sur le signal modulant.

fonctionnement continu de la station. Le µDAS enregistre les 4 instruments avec une période d'acquisition de 10 minutes permettant une autonomie de pratiquement 1 an.

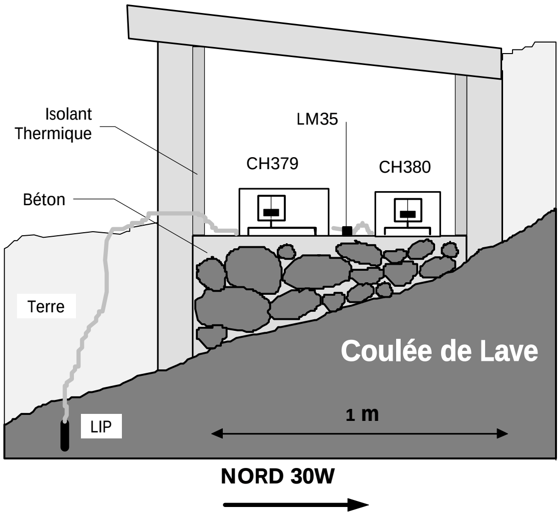


Figure 2.29. Schéma d'installation de la nouvelle bâtisse construite à coté de la station sismique de *Deles*. Position des capteurs (2 inclinomètres *Blum* et 2 thermomètres) pendant la période de test.

Les résultats (signaux bruts calibrés) sont présentés Figure 2.30 où l'on remarque de fortes variations diurnes, certainement dues à l'ensoleillement de la station qui induit des variations de température (de l'ordre de 4°C d'amplitude) et donc une dilatation de la bâtisse toute entière. La Figure 2.31 présente la trajectoire horizontale du vecteur clinométrique (composante radiale en fonction de la composante tangentielle) au cours de cette période. On distingue un large mouvement radial (séchage du béton ?) auquel se superposent des trajectoires diurnes plus ou moins elliptiques (sens horaire). Les parties denses (et donc lentes) en arc de cercle correspondent à la baisse de température nocturne et les parties plus rapides et chaotiques correspondent à la tranche horaire 6^h – 18^h local; les amplitudes dépendent alors de l'ensoleillement du site. Le Tableau 2.14 reprend les caractéristiques des capteurs et des signaux enregistrés : l'écart type des signaux filtrés des périodes supérieures à 1 jour permet d'estimer le bruit dû aux effets de site (variations journalières de température essentiellement). On en déduit que dans cette configuration, les inclinaisons diurnes sont de 4.3 µrad/°C dans la direction tangentielle (sens de la longueur de la bâtisse) et de 2.7 µrad/°C dans la direction radiale.

Tableau 2.14. Caractéristiques des capteurs de la période de test à *Deles* : sensibilité de l'instrument, résolution numérique et bruits moyens à 10 minutes et 1 jour (écart-type).

Capteur	**Unité**	**Dynamique**	**Résolution**	**σ 10 minutes**	**σ 1 jour**
Inclinomètre tangentiel CH379	µrad	159	$4.226\ 10^{-5}$	0.2023	2.8772
Inclinomètre radial CH380	µrad	157	$1.375\ 10^{-5}$	0.1129	1.7884
Température LIP	°C	100	$1.0\ 10^{-4}$	0.0393	0.1302
Température LM35	°C	150	$1.0\ 10^{-3}$	0.0388	0.6737

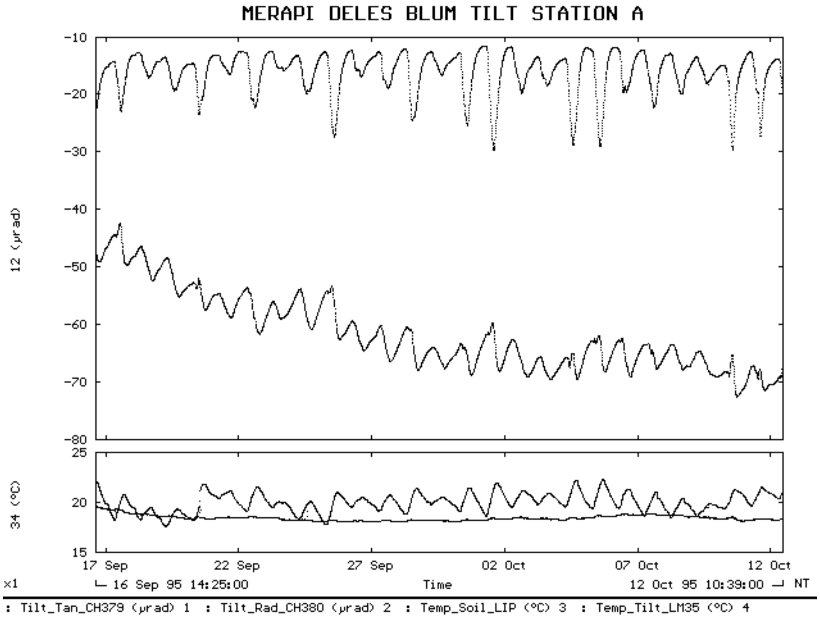


Figure 2.30. Données brutes de la station *Deles* lors de la période de test du 16 septembre au 12 octobre 1995 : 2 inclinomètres (tangentiel en haut, radial en bas) et 2 thermomètres. Les variations les plus fortes (1 à 2°C d'amplitude) correspondent à la température mesurée à l'intérieur de la bâtisse (LM35); l'autre signal plus stable est mesurée à environ 1 m de profondeur (LIP).

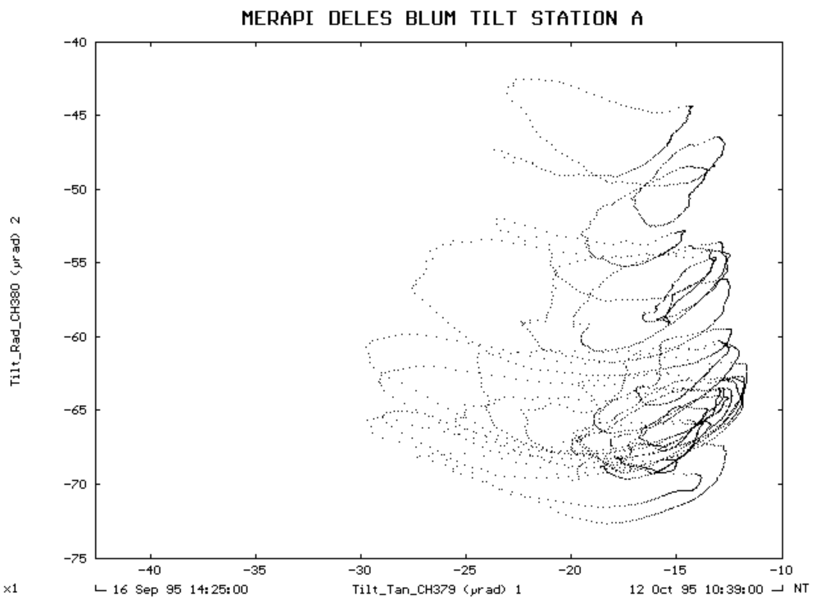


Figure 2.31. Trajectoire horizontale du vecteur clinométrique à la station *Deles* lors de la période de test du 16 septembre au 12 octobre 1995 (composante radiale = N30W en fonction de tangentielle = N120W).

En revanche, la température de la coulée de lave est extrêmement stable et n'excède pas 1°C sur la période étudiée avec un écart type de seulement 0.13 °C par jour. Ceci confirme les mesures au Merapi de *Minakami et al.* [1969] qui ont montré qu'à seulement 1 mètre de profondeur, la température n'est pratiquement plus influencée par les variations journalières.

Cette installation ne répond pas aux critères de précision que nous nous étions fixés. Nous avons donc décidé à ce moment de placer les inclinomètres directement sur la coulée.

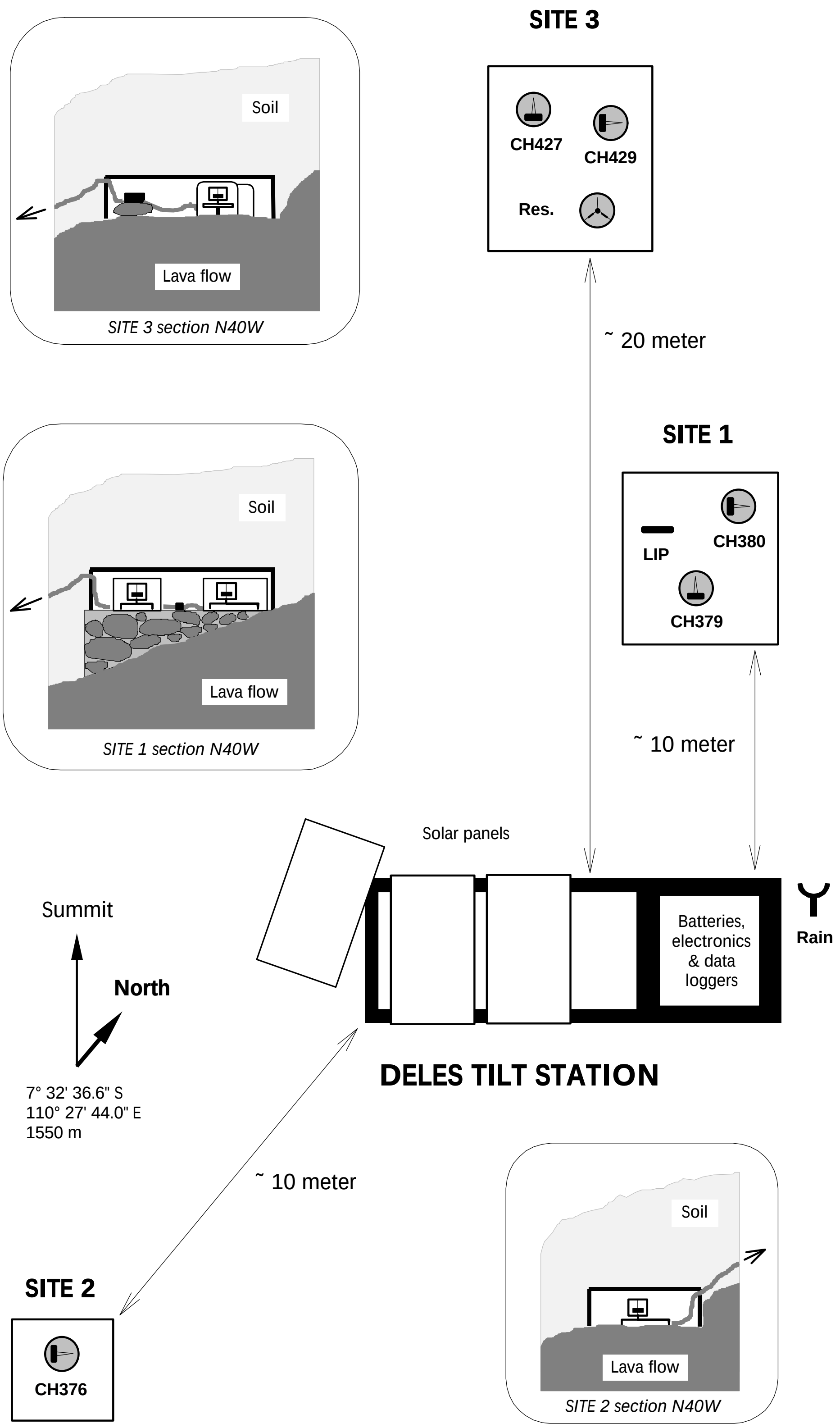


Figure 2.32. Vue horizontale de la station Deles : disposition des 8 capteurs et des 2 systèmes d'acquisition. *Site 1* : 2 inclinomètres (tangentiel **CH379** et radial **CH380**) posés sur une dalle de béton, et une sonde de température (**LIP**). *Site 2* : 1 inclinomètre (radial **CH376**) posé sur la lave creusée. *Site 3* : 2 inclinomètres (tangentiel **CH427** et radial **CH429**) soudés sur cône de silice, et un pont résistif (**Res.**) simulant la cellule d'un inclinomètre fixe. *Station* : panneaux solaires, batteries, boîtiers d'alimentation et µDAS, et un pluviomètre (**Rain**).

Installation des sites 1 et 2 : octobre 1995

À une dizaine de mètres au nord-ouest de la station, le sol a été creusé pour atteindre la coulée de lave compacte, située à environ un mètre de profondeur (voir Figure 2.32). Celle-ci présente à cet endroit un pendage d'environ 30°. Une dalle horizontale de béton a été coulée après avoir nivelé la coulée grossièrement à l'aide de rochers. Afin de laisser sécher le béton, nous avons attendu deux semaines avant d'installer les deux inclinomètres *Blum* à vis, le 12 octobre 1995 : l'un en position tangentielle (**CH379**, 14.567 s) et l'autre en position radiale (**CH380**, 15.364 s). Le capteur de température de la roche (**LIP**) a été placé à leur côté. L'ensemble est protégé dans une boîte métallique sans fond recouverte d'une épaisse feuille de plastique. Enfin, le tout a été recouvert de terre. Le thermomètre de l'air ambiant (**LM35**) a été laissé dans la station avec le système d'acquisition. Afin de limiter l'effet des chutes de tension dans les câbles et l'influence de la température, les convertisseurs CTF sont installés à coté des inclinomètres; le signal est donc transmis en modulation de fréquence sur les câbles enterrés.

Les premiers jours de données (Figure 2.33) ont montré des variations journalières extrêmement faibles (indiscernables). Cette période inclut les premiers jours de pluie de la saison à cette altitude. Le signal tangentiel varie en effet sur environ 5 µrad, probablement à cause du tassement de la terre fraîchement retournée. Le signal radial montre une dérive importante de l'ordre de 3.5 µrad par jour qui pourrait être due au retrait du ciment dans la dalle de béton. Si l'on corrige cette dérive par approximation linéaire, on retrouve un signal semblable à la composante tangentielle auquel se superposent de petites variations semi-diurnes d'environ 1 µrad.

Ces premiers résultats valident la méthode de protection thermique que nous avons mise en œuvre. En revanche, les effets de site (tassement de la terre et séchage du béton) sont toujours importants et nous incitent à installer d'autres composantes. Afin de diminuer la probabilité d'effets similaires sur ces composantes, le site sera différent (à une dizaine de mètre) et nous allons éviter la dalle de béton en posant l'inclinomètre directement sur la coulée.

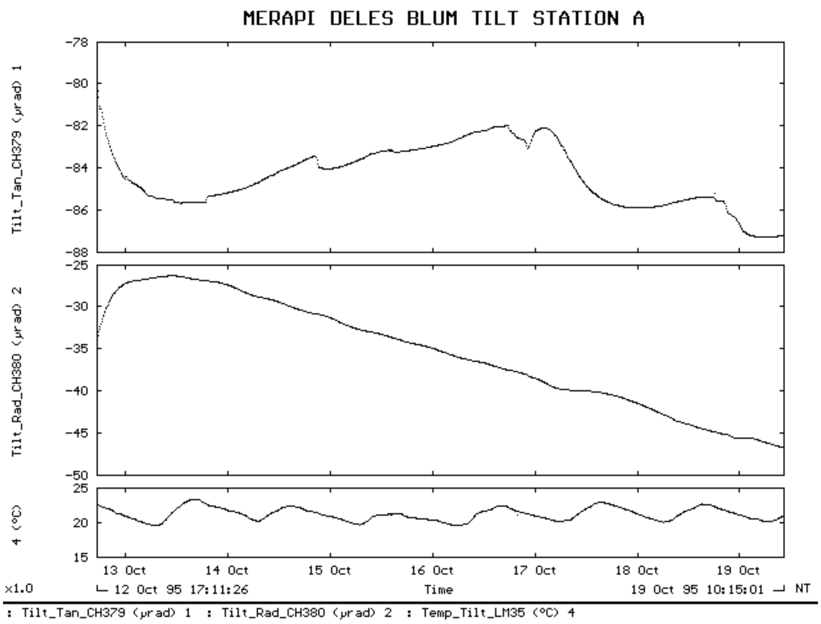


Figure 2.33. Données brutes des instruments du site 1, du 12 au 19 octobre 1995 : inclinomètres tangentiel et radial, et température extérieure.

Le 19 octobre 1995, un troisième inclinomètre (**CH376**, 15.94 s) a été placé à environ 10 m au sud de la station sismique en position radiale (site 2). Cette fois, la roche a été creusée au burin afin de pouvoir y poser directement l'inclinomètre. Un système de protection similaire au site 1 est utilisé et le tout est également recouvert de terre. Le signal est enregistré sur la voie du thermomètre extérieur (**LM35**) qui a été retiré.

Cette station a subi de nombreuses coupures d'alimentation au début de la saison des pluie (novembre et décembre 1995). Un second panneau solaire a donc été ajouté pour augmenter la puissance de la station. Le système d'acquisition est également tombé en panne le 24 avril 1996 (probablement à cause des coupures brutales d'alimentation des mois précédents) et n'aura été correctement remis en route que le 24 juin 1996. L'ensemble des données brutes de novembre 1995 à avril 1996 est présenté Figure 2.34. Le Tableau 2.15 reprend les caractéristiques des capteurs et des signaux.

Tableau 2.15. Caractéristiques des capteurs de la station *Deles* de novembre 1995 à avril 1996 : sensibilité de l'instrument, résolution numérique et bruits moyens à 10 minutes et 1 jour (écart-type).

Capteur	**Unité**	**Dynamique**	**Résolution**	**σ 10 minutes**	**σ 1 jour**
Inclinomètre tang. CH379 (site 1)	µrad	168	2.54 10^{-5}	0.0235	0.2032
Inclinomètre rad. CH380 (site 1)	µrad	174	1.11 10^{-5}	0.0213	0.2345
Inclinomètre rad. CH376 (site 2)	µrad	161	1.34 10^{-5}	0.0542	0.1389
Température LIP (site 1)	°C	100	1.0 10^{-4}	0.0062	0.0516

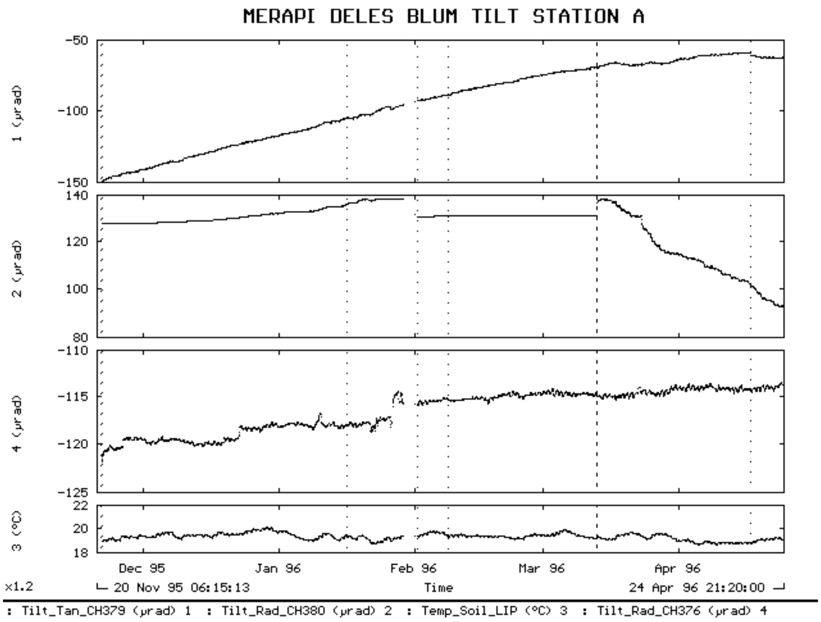


Figure 2.34. Données brutes calibrées de la station *Deles* (sites 1 et 2) entre novembre 1995 et mai 1996 : 3 inclinomètres (1 tangentiel et 2 radiaux) et température de la roche. Les hachures représentent les interventions.

La résolution numérique sur les données est 1000 fois inférieure au bruit à court terme; ceci pourrait paraître excessif mais est inhérent au système µDAS qui fonctionne par comptage.

Le site 1 a un niveau de bruit à court terme très faible, probablement grâce au bon couplage inclinomètre / roche offert par la dalle de béton, mais reste relativement atteint par les variations

thermiques journalières (à raison de 4.2 µrad/°C environ). Il présente surtout des déformations à long terme de type dérive linéaire — stabilisation du béton ? — difficilement interprétables : l'inclinomètre tangentiel **CH379** présente en effet une forte dérive linéaire (0.5 µrad/jour) après l'installation et pendant plus de 3 mois. Cette dérive a pratiquement cessé lors du recentrage du pendule le 13 mars 1996. L'inclinomètre radial **CH380** est resté en butée du 1er février au 13 mars 1996, puis à nouveau début juillet 1996 jusqu'à son recentrage le 26 juillet 1996.

Le site 2 est plus bruité mais moins perturbé thermiquement (2.7 µrad/°C) : le couplage avec la roche est médiocre mais a l'avantage d'être direct. Le signal du **CH376** à court et long terme est donc excellent.

Installation du site 3 : 1er - 5 juillet 1996

Afin de multiplier les redondances entre les différentes mesures, et de palier aux problèmes de couplage avec la roche, nous avons décidé d'installer un nouveau site comprenant deux composantes clinométriques soudées sur cône, un thermomètre et un signal de contrôle (et donc un µDAS supplémentaire, une batterie et un panneau solaire). Pour assurer la parfaite indépendance avec les signaux des sites 1 et 2, il n'y a aucune connexion électrique entre les deux systèmes.

À une dizaine de mètres au nord-ouest du site 1, la coulée de lave forme un replat qui nous a évité de creuser la roche. Deux nouveaux inclinomètres à cône ont été installés : le **CH427** est en position tangentielle (12.848 s) et le **CH428** en position radiale (7.319 s). Un capteur de température **LM35** est enfoncé dans la roche à quelques centimètres de profondeur et a été enregistré jusqu'en mai 1997. Les inclinomètres sont connectés et alimentés via deux CTF, eux-mêmes reliés à la station d'acquisition par 2 petits boîtiers de connexion étanches. Un troisième CTF est connecté à un pont de résistances 2×1 kΩ simulant ainsi la cellule d'un inclinomètre virtuel; ceci permettra d'estimer le bruit global de l'électronique, à savoir : tension batterie + alimentations régulées + CTF + système d'acquisition.

Après quelques mois de données, l'inclinomètre radial **CH428** présentait toujours une dérive très forte et anormale pour une installation soudée. Nous l'avons donc remplacé le 8 novembre 1996 par un nouvel inclinomètre **CH429** (période 8.12 s).

Le 1er mai 1997, le capteur de température du site 3 (**LM35**) a été remplacé par un petit pluviomètre électronique commercial *RAIN-O-MATIC* installé sur le toit de la station. Le principe est que la cuiller du collecteur bascule et se vide lorsque 5 grammes d'eau sont tombés, ce qui correspond à 1 mm de précipitation. Le système est muni d'un compteur à affichage LCD et a été calibré en laboratoire. Une électronique a été ajoutée par l'ORB pour générer 2 impulsions à chaque incrémentation. Le µDAS mesurera donc 1 unité pour 1 mm d'eau.

Ensemble des données brutes : analyse de la station

L'ensemble des données calibrées de la station *Deles*, du 12 octobre 1995 au 15 décembre 1997, est présenté Figure 2.35 sous forme de 3 graphiques : 2 signaux tangentiels (sites 1 et 2), 3 signaux radiaux (sites 1, 2 et 3) et 4 signaux de « contrôle » (températures, pluie et tension du pont résistif). Les signaux clinométriques ont été corrigés des quelques sauts dus aux interventions sur les capteurs (zones hachurées foncées). Les visites du site pour la récupération des données sont également représentées (zones hachurées claires). Le Tableau 2.16 reprend les caractéristiques des capteurs et les écarts types associés.

Site 1 : la composante tangentielle **CH379** s'est stabilisée à partir de juillet 1996, après 6 mois de dérive. Le signal a été débranché par erreur en août 1997 et n'a été rétabli qu'en

décembre. La composante radiale **CH380** a dérivé un an de plus, et ne s'est stabilisée que vers juillet 1997. Les bruits à 2 minutes et diurnes sont équivalents sur les 2 composantes et correspondent donc probablement à la signature du site avec la dalle de béton.

Site 2 : la composante radiale **CH376** est restée stable sur les 2 ans d'enregistrement. Le bruit à 2 minutes est légèrement plus élevé que celui du site 1 alors que le bruit diurne est plus faible de 25%. Là encore, cela pourrait révéler une caractéristique du type de couplage utilisé pour ce site. Le béton du site 1 aurait donc un effet de filtre pour les bruits à court terme, mais une amplification des variations thermiques pour les longues périodes.

Site 3 : la composante tangentielle **CH427** a dérivé seulement 5 jours puis s'est stabilisée. La composante radiale **CH428** a très fortement dérivé pendant 4 mois jusqu'en novembre 1996, date à laquelle elle a été remplacée par le **CH429** qui a fonctionné immédiatement. Les bruits sont assez différents entre les composantes, et révèlent sans doute également de petits effets de couplage. Le signal de contrôle sur le pont résistif montre un bruit court terme assez faible mais une dérive de 4 mois importante (100 mV). Cette dérive, compte tenu des sensibilités annoncées, doit donner respectivement 2.7 µrad sur le signal du **CH427** et 9.5 µrad sur le **CH428**, valeurs bien inférieures aux signaux observés. Les signaux clinométriques du site 3 sont corrigés de cet effet par simple soustraction des signaux lors d'une calibration intermédiaire en tension.

Tableau 2.16. Caractéristiques des capteurs de la station *Deles* : sensibilité de l'instrument, résolution numérique et bruits moyens à 2 minutes et 1 jour (écart-type).

Capteur	**Unité**	**Dynamique**	**Résolution**	**σ 2 minutes**	**σ 1 jour**
Inclinomètre tan. CH379 (site 1)	µrad	155	$1.15\ 10^{-5}$	0.0121	0.4106
Inclinomètre rad. CH380 (site 1)	µrad	195	$5.40\ 10^{-5}$	0.0099	0.3888
Inclinomètre rad. CH376 (site 2)	µrad	248	$2.14\ 10^{-5}$	0.0136	0.3163
Inclinomètre tan. CH427 (site 3)	µrad	218	$2.00\ 10^{-5}$	0.0117	0.7835
Inclinomètre rad. CH429 (site 3)	µrad	578	$1.00\ 10^{-5}$	0.0302	0.2693
Température LIP (site 1)	°C	100	$1.75\ 10^{-4}$	0.0050	0.0837
Température LM35 (site 3)	°C	150	$3.54\ 10^{-4}$	0.0136	0.1929
Pluviomètre (station)	mm	100 000	1	—	—
Pont résistif (site 3)	mV	10 000	$1.09\ 10^{-3}$	0.0968	0.4471

Dans l'ensemble, les variations journalières sur les capteurs clinométriques sont exceptionnellement faibles pour une installation en surface à flanc de volcan (0.4 µrad/jour en moyenne). Les variations thermiques de la roche sont en effet très petites, même à long terme (4 degrés sur 2 ans) et induisent ainsi des déformations à peine plus élevées que celles dues aux marées terrestres (0.1 µrad). Par comparaison, les variations journalières mesurées par les stations clinométriques au Mont St. Helens ont une amplitude entre 50 et 200 µrad pour les installations de surface et plusieurs µrad pour les instruments placés dans une cave à environ 1 mètre de profondeur [*Dzurizin*, 1992]. Des variations du même ordre sont observées sur les stations du Piton de la Fournaise [*Beauducel*, 1992 ; *Delorme*, 1994].

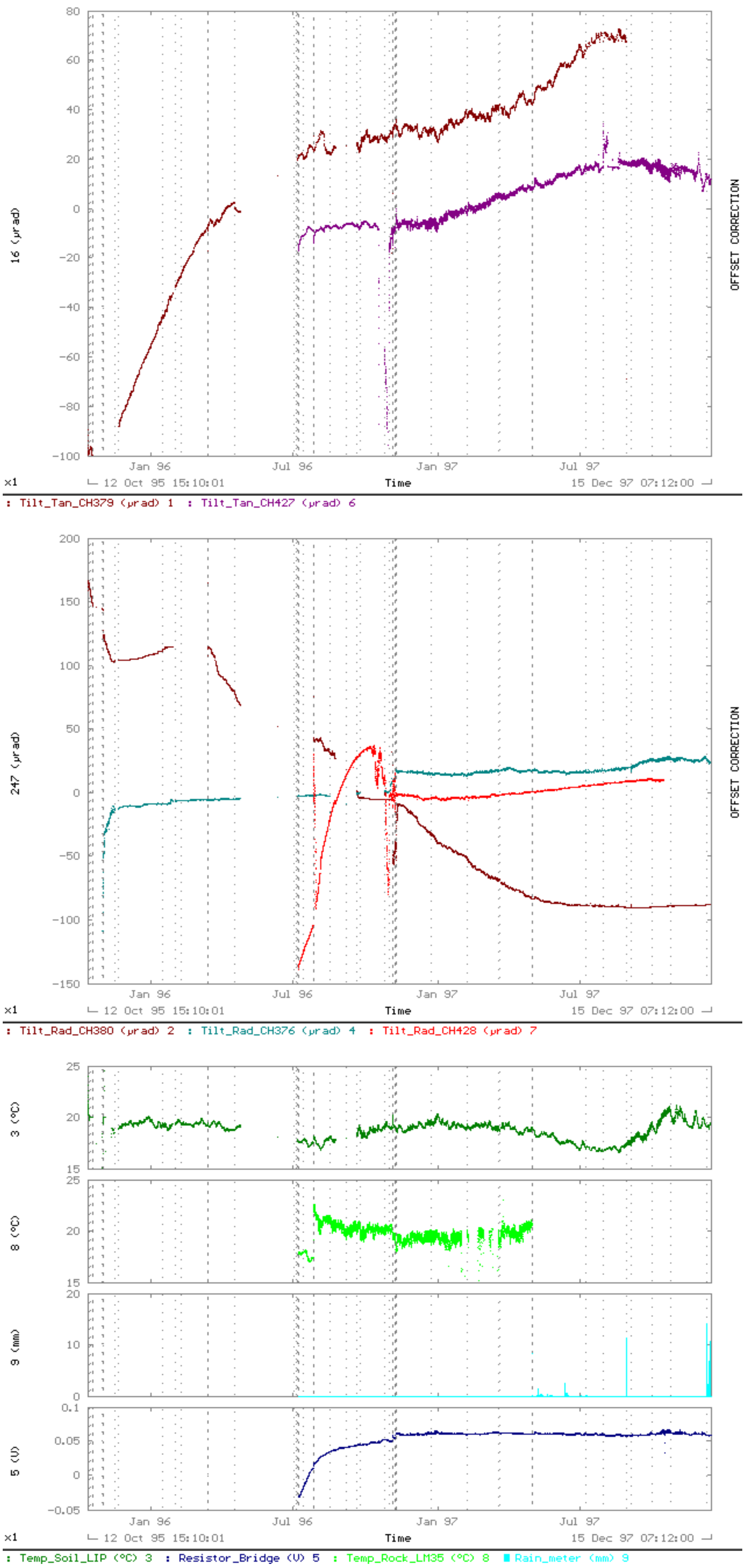


Figure 2.35. Ensemble des données brutes calibrées de la station *Deles*, du 12 octobre 1995 au 15 décembre 1997. *(a)* Inclinaisons tangentielles (sites 1 et 3). *(b)* Inclinaisons radiales (sites 1,2 et 3). *(c)* Températures (sites 1 et 3), pluie et signal de contrôle électronique (site 3). Les bandes hachurées correspondent aux interventions.

2.3.4. Conclusions sur les mesures clinométriques

La seule station sommitale ayant fonctionné (*Lilik*) offre des mesures assez dispersées sur deux composantes radiales. La partie exploitable des signaux se limite à la période mai 1996 – mars 1997, avec cependant un trou de 2 mois en fin de période. Les variations thermiques sont de l'ordre de 5 à 10 µrad/jour. Au Chapitre 3, les données seront filtrées puis validées entre composantes afin d'en extraire une mesure représentative de l'inclinaison en direction radiale de la zone étudiée avec son incertitude. Les données seront alors intégrées avec les autres mesures sommitales (extensométrie et GPS).

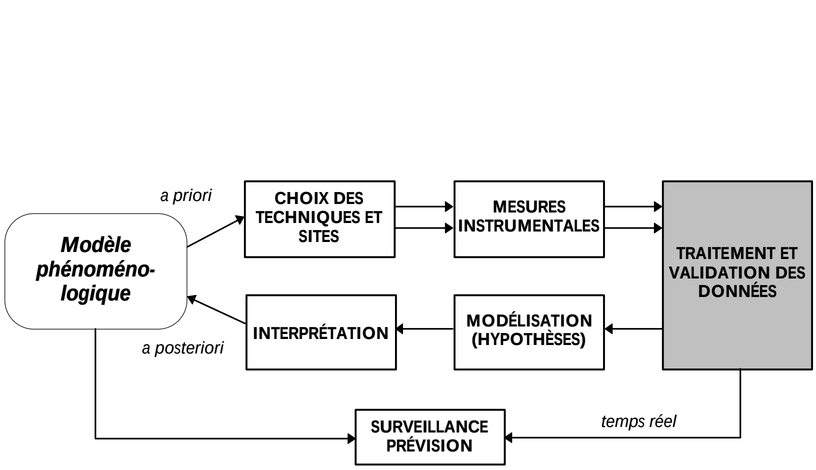
Les mesures de la station *Deles* sont de bonne qualité et assez continues pour être analysées plus précisément que celles de la station sommitale. On dispose de deux mesures clinométriques en direction tangentielle depuis juillet 1996 (site 1 et 3), d'une mesure en direction radiale depuis novembre 1995 (site 2), d'une autre radiale depuis novembre 1996 (site 3) et d'une troisième depuis août 1997 (site 1). Le signal de température de la roche (site 1) est valide sur toute la période. Au Chapitre 3, nous aborderons l'analyse des effets de site à partir de ces données (effets de la pluie, correction des effets thermiques et validation entre les composantes) et nous en déduiront une mesure d'inclinaison complète (amplitude et direction), « unique » pour toute la station sur la période complète (4 composantes simultanées) novembre 1996 – décembre 1997.





Photo 2.8. *(a)* Transport d'une bouteille de 80 litres d'acétylène à *Deles*. *(b)* Installation de l'inclinomètre **CH427** à *Deles* (site 3) : soudure de la silice au chalumeau.

3. Traitement et validation des données



3. Traitement et validation des données

Résumé. Les différentes mesures acquises sont traitées et validées : compensation des mesures GPS sur tout le réseau, correction des effets de la température et analyse de la marée terrestre et de la pluie sur les signaux clinométriques de *Deles*, et comparaison des différentes mesures sommitales (extensomètres, inclinomètres et GPS). Ces traitements nous amènent à la détermination d'une incertitude réelle sur les mesures pour leur utilisation dans un modèle. Nous abordons également l'analyse des corrélations entre les différents résultats obtenus et l'activité du Merapi.

3.1 Compensation des bases du réseau GPS

3.1.1 Principe de l ajustement (ou compensation) géodésique

Comme nous l'avons vu au Chapitre 1, les techniques de géodésie fournissent des types de mesures très différents : angles, distances, dénivelées, composantes vectorielles... et les mesures sont toujours effectuées avec suffisamment de redondance pour s'affranchir de l'influence des erreurs difficiles à estimer et liées à chaque technique. Pour un réseau et une campagne de mesures donnés, il s'avère donc nécessaire de calculer un jeu cohérent de coordonnées dans un référentiel unique, de compenser les mesures redondantes et d'estimer la précision sur la détermination des positions relatives de chaque point.

Une façon rigoureuse et élégante de traiter ce problème est l'utilisation d'une méthode d'inversion comme celle développée par *Tarantola & Valette* [1982], qui est une généralisation des méthodes de moindres carrés pour résoudre les problèmes inverses non linéaires.

Le problème de l'ajustement se traduit alors en éléments :

- *m* paramètres représentatifs du problème recherché (coordonnées des points du réseau) sous la forme d'un vecteur $\mathbf{p}$;
- des informations *a priori* sur ces paramètres (positions approximatives des points) sous la forme d'un vecteur $\mathbf{p_0}$ et la matrice de variance associée $\mathbf{C_p}$ (variations tolérées pour chaque paramètre) ;
- *n* données (mesures géodésiques) sous forme d'un vecteur $\mathbf{d_0}$ et leurs incertitudes expérimentales (erreurs *a priori*) σ^i_d permettant de définir une matrice de variance $\mathbf{C_d}$;
- une information théorique sur le système physique (problème direct) reliant entre elles toutes les variables du problème : $\mathbf{d_{cal}} = \mathbf{g(p)}$.

En faisant l'hypothèse que les erreurs suivent une loi gaussienne, on recherche une solution stable au sens des moindres carrés, c'est-à-dire qui minimise les écarts entre les données observées et calculées. Les auteurs montrent que le problème peut être résolu par un algorithme itératif, basé sur l'approximation linéaire du problème direct en un point, et permettant de trouver les valeurs des paramètres qui maximisent la densité de probabilité.

$$\mathbf{p}_{k+1} = \mathbf{p}_k + \left(\mathbf{G}_k^T \mathbf{C}_\mathbf{d}^{-1} \mathbf{G}_k + \mathbf{C}_\mathbf{p}^{-1}\right)^{-1} \left\{\mathbf{G}_k^T \mathbf{C}_\mathbf{d}^{-1} \left[\mathbf{d_0} - \mathbf{g}(\mathbf{p}_k)\right] - \mathbf{C}_\mathbf{p}^{-1}\left(\mathbf{p}_k - \mathbf{p_0}\right)\right\} \quad (3.1)$$

où $\mathbf{G}_k$ est la matrice des dérivées partielles des données calculées par rapport aux paramètres :

$$\mathbf{G}_k^{ia} = \left[\frac{\partial \mathbf{g}_i}{\partial \mathbf{p}^a}\right]_{\mathbf{p}=k} . \quad (3.2)$$

L'estimation des erreurs *a posteriori* sur les coordonnées à la $k^{\text{ième}}$ itération s'obtient par la matrice de variance-covariance

$$\mathbf{C}_k^{'} = \left(\mathbf{G}_k^T \mathbf{C}_\mathbf{d}^{-1} \mathbf{G}_k + \mathbf{C}_\mathbf{p}^{-1}\right)^{-1} , \quad (3.3)$$

qui permet de calculer les valeurs principales et les orientations des ellipsoïdes d'erreur de chaque point.

Ce type de calcul est typiquement utilisé pour une modélisation qui met en jeu soit un très grand nombre de paramètres, soit un problème direct complexe ou fortement non linéaire (voir Chapitre 4). Dans le cas de l'ajustement géodésique, la particularité provient de la diversité des types de données, mais aussi de la simplicité du « problème direct » : ce sont les formules géométriques qui permettent de calculer les coordonnées des points dans le repère final à partir des diverses mesures d'angle, de distance ou les composantes des bases GPS. Les dérivées partielles peuvent donc être définies analytiquement suivant le type de données et il n'y a pas besoin d'avoir recours à une approximation numérique (par différences finies par exemple).

Pour que le calcul d'inversion soit valide, il faut d'une part que le nombre de données soit largement supérieur au nombre de paramètres pour que la solution ait un sens statistique. D'autre part, il faut que chaque point soit inclus dans au moins 2 bases qui le relient à d'autres points également bien contraints. Si ce n'est pas le cas, le point est alors « flottant » (pas de fermeture), le résidu entre la donnée observée et la donnée calculée est égal à zéro et l'erreur *a posteriori* ne dépend que de l'erreur *a priori*.

Cette méthode d'ajustement a été implantée dans le programme *AG3D* (Ajustement Géodésique Tridimensionnel, voir Annexe B.1), développé par *Ruegg & Bougault* [1992], qui présente l'avantage d'accepter pratiquement tous les types de mesures géodésiques et d'exprimer la solution dans plusieurs types de repères (ellipsoïdique, géocentrique ou local). En outre, ce programme utilise une méthode de normalisation des erreurs qui permet de s'affranchir presque totalement de la qualité d'estimation des erreurs *a priori* sur les mesures. Après l'ajustement, un rapport est calculé entre la variance des erreurs sur les données calculées et la variance des erreurs sur les données mesurées. Les erreurs finales sur les positions sont multipliées par ce rapport. On a alors, suivant les valeurs :

– *rapport » 1* : l'ajustement a produit des erreurs du même ordre que les erreurs de mesure, celles-ci étaient donc estimées correctement et la multiplication ne change rien ;
– *rapport > 1* : les erreurs de mesure étaient sous-estimées ; la multiplication augmente les erreurs finales pour en tenir compte ;

– *rapport < 1* : les erreurs de mesure étaient surestimées ; l'ajustement prouve que les données sont beaucoup plus cohérentes que prévu et la multiplication réajuste les erreurs en conséquence.

Ainsi, quelque soit l'amplitude des erreurs de mesure, l'amplitude des erreurs finales sur les positions sera déterminée par l'ajustement.

Nous exprimerons les coordonnées finales des points du réseau dans un repère local en projection plane (UTM), ce qui facilitera le calcul et l'interprétation des vecteurs déplacements (simple différence de coordonnées).

3.1.2 Repère local : projection *Universal Transverse Mercator*

Le système de projection UTM est mondialement utilisé pour la représentation cartographique, et également pour exprimer des coordonnées géodésiques. C'est un système de projection conforme plane et cylindrique. Il se décompose en un assemblage de fuseaux occupant chacun 6 degrés de longitude par rapport à un méridien origine choisi sur une zone déterminée. Chaque fuseau couvre l'ensemble des latitudes, d'un pôle à l'autre. L'image du méridien d'origine est une droite parallèle à l'axe des ordonnées et l'image de l'équateur est une droite perpendiculaire.

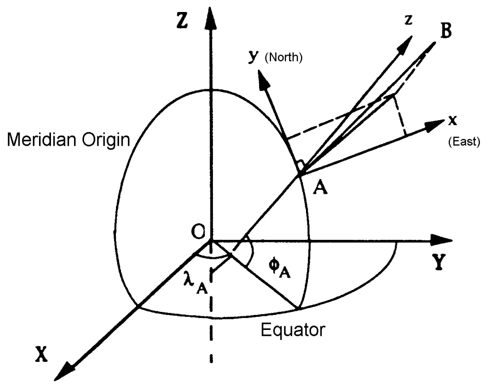


Figure 3.1. Repère local et repère général géodésique [d'après *Ruegg & Bougault*, 1992].

Tableau 3.1. Paramètres et conventions du système de projection UTM.

Zones :	6° longitude
Longitude Origine :	Méridien Central de la Zone
Latitude Origine :	0° (équateur)
Unités :	mètres
Faux Nord :	0 pour l'hémisphère Nord, 10 000 000 pour le Sud
Faux Est :	500 000 m
Échelle Méridien Central :	0.9996
Numérotation des Zones :	Zone 1 centrée sur 177°W, augmentant vers l'Est jusqu'à la Zone 60 centrée sur 177°E
Limites de la Projection :	de 80°S à 80°N

Des formules géométriques simples permettent la transformation des coordonnées géocentriques en coordonnées UTM, et inversement. Soit le point A, origine du repère terrestre local, de coordonnées géographiques (λ_A,ϕ_A) et de coordonnées géocentriques (X_A,Y_A,Z_A),

représenté à la Figure 3.1. Les coordonnées relatives d'un point B (X_B,Y_B,Z_B) dans le repère local de centre A sont données par :

$$x_B = -(X_B - X_A).\sin\lambda_A + (Y_B - Y_A).\cos\lambda_A \text{ (Est)},$$
$$y_B = -(X_B - X_A).\cos\lambda_A.\sin\phi_A - (Y_B - Y_A).\sin\lambda_A.\sin\phi_A + (Z_B - Z_A).\cos\phi_A \text{ (Nord)}, \quad (3.4)$$
$$z_B = +(X_B - X_A).\cos\lambda_A.\cos\phi_A + (Y_B - Y_A).\sin\lambda_A.\cos\phi_A + (Z_B - Z_A).\sin\phi_A \text{ (Verticale)}.$$

Les conventions sont établies Tableau 3.1. Ces calculs sont également effectués automatiquement par le programme *AG3D*. Pour le Merapi, on utilise la zone 49, c'est-à-dire centrée sur le méridien 111°E qui traverse Java Centre. L'ellipsoïde de référence choisi est le système WGS 84, défini par les paramètres suivants :

- rayon de courbure au pôle c = 6399593.6257585 ;
- seconde excentricité e = 0.08209443794984.

3.1.3 Positions des points GPS 1993 - 1997

Nous avons effectué un ajustement des lignes de base calculées au Chapitre 2, pour chaque année de mesure sur le Merapi. Les informations *a priori* sur les positions de 1993 sont données par les coordonnées des points déjà connues grâce aux mesures AEMD antérieures, par une variance très faible sur le point de référence choisi (0.0001 m sur les 3 composantes) et très lâche sur les autres points (0.1000 m). Chaque calcul aboutira à un tableau des coordonnées des points avec les écarts types sur les 3 composantes (erreur *a posteriori*). Nous indiquons également :

- le degré de liberté $ndl = n - m + 3.x$, n le nombre de données (3 composantes par ligne de base), m le nombre de paramètres (3 coordonnées par point) et x le nombre de points fixés, dans notre cas, $x = 1$, le point de référence ;
- l'erreur moyenne quadratique entre les données observées et calculées après ajustement, *emq*, qui permet une estimation globale de la qualité de la compensation ;
- la date de mesure moyenne (année et jour de l'année au milieu de la campagne) et son intervalle d'erreur (plus ou moins la moitié de sa durée).

Nous avons indiqué par une étoile (*) les points qui ne sont pas contrôlés par fermeture ou par redondance, c'est-à-dire pour lesquels il n'y a aucune compensation. Ces positions sont donc à considérer avec prudence.

La détermination de la référence et de l'incertitude temporelles du positionnement est un point important — souvent oublié — pour l'introduction des mesures dans une modélisation. La mesure d'un réseau GPS n'est pas instantanée, alors que c'est justement une hypothèse implicite du calcul d'ajustement. Si certains repères bougent au cours d'une même campagne (ce qui est tout à fait probable sur un volcan actif), la compensation va intégrer le déplacement et fournir une position moyenne du point. Le mouvement, pourtant bien réel, est alors considéré comme une incertitude supplémentaire de mesure. L'erreur globale sur les positions *a posteriori* du réseau sera donc augmentée.

Choix d un point de référence pour la compensation

Les lignes de base avec le point **JRA0** n'étant pas exploitables pour les campagnes 1993 et 1995, il nous a fallu choisir le point **SEL0** comme référence pour compenser les mesures de ces années. Cependant, afin de pouvoir calculer les déplacements 1993 - 1994 et 1994 - 1995, nous avons utilisé pour ces 2 années la position de **SEL0** calculée en 1994, par rapport à **JRA0**.

Positions septembre 1993

Pour cette première année, les bases GPS, mêmes une fois complétées par les mesures AEMD, sont en nombre insuffisant pour une estimation statistique correcte des erreurs (très faible redondance). Sur certains points, les erreurs *a posteriori* seront égales aux erreurs *a priori* et risquent donc d'être sous-estimées. Afin d'augmenter le nombre de données, nous avons usé d'un artifice de calcul : les bases calculées par le logiciel *BERNESE* (avec orbites précises) ont été complétées par les bases calculées avec le logiciel *GPSWIN* (orbites radiodiffusées). Ces données ne sont donc pas totalement indépendantes puisqu'elles sont basées sur les mêmes mesures GPS brutes. Mais étant tout de même différentes par leur traitement — qui dépend de nombreux paramètres difficilement estimables — elles permettront d'obtenir des erreurs plus réalistes sur les positions [*Ruegg*, comm. pers., 1998]. Cet artifice ne vise donc pas améliorer le positionnement, et encore moins à réduire les erreurs, mais à respecter les hypothèses de la statistique dans le calcul de compensation.

Un autre calcul d'ajustement — non présenté— a été effectué en retirant les données AEMD. Les positions trouvées sont strictement identiques à celles issues du calcul avec toutes les données (à une fraction de mm près), mais les erreurs *a posteriori* sont cependant légèrement plus fortes. Ceci nous a incité à abandonner l'utilisation des mesures AEMD dans les calculs ultérieurs, et donc les missions tandem AEMD et GPS, assez lourdes à gérer finalement.

Le point **SEL0** sert de référence à l'ajustement ; nous avons utilisé la position en 1994, de façon à pouvoir calculer directement des déplacements entre les deux années (Tableau 3.2).

Tableau 3.2. Position des points du réseau 1993, en coordonnées UTM, et erreurs a posteriori. **SEL0** est le point de référence (position 1994).

	Coordonnées UTM 49 WGS84 (m)			**Erreurs a posteriori (m)**		
Point	**Est**	**Nord**	**Altitude**	σ_E	σ_N	σ_U
SEL0	439543.9644	9167528.3135	2570.4127	—	—	—
PUS0	439552.3159	9166838.7151	2734.0062	0.0137	0.0063	0.0231
PUN0	438956.0607	9166470.4427	2986.7342	0.0126	0.0055	0.0210
LUL0	438978.0801	9166537.5288	2976.7699	0.0123	0.0055	0.0207
MAR2	439059.7015	9166443.4495	2949.9093	0.0126	0.0055	0.0210
DOZ0	438914.3906	9166220.3632	2893.7927	0.0126	0.0055	0.0207
GQ4	439028.8313	9166316.9607	2928.3302	0.0129	0.0055	0.0213
LIL0	438906.1561	9166508.9948	2971.4667	0.0126	0.0055	0.0210
NUR0	438854.8539	9166549.0580	2953.1621	0.0129	0.0055	0.0210
NTR0	438755.1067	9166509.1514	2927.3755	0.0131	0.0058	0.0215
IPU0	4390369.7631	9166409.5919	2949.6553	0.0126	0.0055	0.0210
***date* = 1993 / 263.5 ± 1.5 days**			***ndl* = 43**		***emq* = 0.00864 m**	

Positions septembre 1994

Pour cet ajustement, nous disposions de nombreuses bases entre les points du sommet et le point de référence **JRA0**, il a donc été possible de positionner tous les points du réseau et notamment **SEL0** utilisé en 1993 comme référence. Nous présentons pourtant les erreurs relatives par rapport à **SEL0** (Tableau 3.3), de façon à pouvoir calculer correctement les erreurs sur les déplacements avec 1993 et 1995.

Malgré la longueur des bases, les erreurs *a priori* sont assez faibles grâce aux récepteurs bifréquence. Après l'inversion, les erreurs *a posteriori* sur les positions sont pourtant relativement élevées. Ceci démontre la sous-estimation des erreurs *a priori* par les calculs *BERNESE* et la pertinence de l'ajustement.

Tableau 3.3. Position des points du réseau 1994, en coordonnées UTM, et erreurs a posteriori. Le point **SEL0** a été gardé comme référence de façon à rendre les résultats comparables avec 1993.

	Coordonnées UTM 49 WGS84 (m)			**Erreurs a posteriori (m)**		
Point	**Est**	**Nord**	**Altitude**	σ_E	σ_N	σ_U
JRA0	436180.2839	9171235.4989	1335.4256	0.0095	0.0050	0.0172
SEL0	439543.9646	9167528.3132	2570.4130	—	—	—
PUS0	439552.3070	9166838.7072	2734.0142	0.0095	0.0050	0.0178
PUN0	438956.0602	9166470.4076	2986.7537	0.0117	0.0061	0.0211
LUL0	438978.0795	9166537.5108	2976.7921	0.0111	0.0061	0.0206
MAR2 *	439059.6911	9166443.4372	2949.9247	0.0167	0.0083	0.0317
DOZ0	438914.3889	9166220.3368	2893.7418	0.0122	0.0067	0.0222
AYI0 *	439032.0146	9166319.4572	2927.8508	0.0139	0.0072	0.0245
LIL0	438906.1442	9166508.9901	2971.5059	0.0161	0.0072	0.0289
NUR0	438854.8572	9166549.0523	2953.2015	0.0156	0.0078	0.0284
NTR0	438755.0939	9166509.1689	2927.4256	0.0145	0.0078	0.0261
IPU0 *	439039.7492	9166409.5732	2949.6773	0.0228	0.0106	0.0412
***date* = 1994 / 268 ± 1 days**			***ndl* = 12**		***emq* = 0.00833 m**	

Positions septembre 1995

Sans ligne de base valide incluant **JRA0**, nous avons compensé le réseau par rapport à **SEL0**, comme en 1993. Il y a de nombreuses fermetures qui permettent un très bon ajustement sur les points sommitaux. Seule la position de **PUS0** n'est pas bien contrainte, ce qui explique les erreurs *a posteriori* sur ce point, certainement trop faibles. En outre, ce point servant de « relais » pour positionner les points du sommet proprement dit (voir Figure 2.11), les erreurs sur toutes les positions sont globalement sous estimées. En pratique, elles correspondent aux erreurs *a posteriori* d'une compensation par rapport à **PUS0**, et non à **SEL0**. On espère donc que la longueur modérée de la base **PUS0** - **LUL0** (environ 700 m) et l'utilisation d'un modèle météo lors du calcul GPS (cf. Chapitre 2) a donné lieu à un résultat correct.

Tableau 3.4. Position des points du réseau 1995, en coordonnées UTM, et erreurs a posteriori. Le point **SEL0** sert toujours de référence (position 1994), l'unique base avec **JRA0** n'étant pas valide.

	Coordonnées UTM 49 WGS84 (m)			**Erreurs a posteriori (m)**		
Point	**Est**	**Nord**	**Altitude**	σ_E	σ_N	σ_U
SEL0	439543.9646	9167528.3132	2570.4130	—	—	—
PUS0 *	439552.3051	9166838.6991	2734.0597	0.0034	0.0017	0.0027
PUN0	438956.0426	9166470.3987	2986.7024	0.0099	0.0037	0.0101
LUL0	438978.0643	9166537.5190	2976.7581	0.0097	0.0034	0.0099
MAR2	439059.6782	9166443.4308	2949.9331	0.0099	0.0036	0.0100
DOZ0	438914.3702	9166220.2941	2893.7541	0.0102	0.0042	0.0108
AYI0	439031.9866	9166319.4442	2927.8636	0.0099	0.0039	0.0103
LIL0	438906.1370	9166508.9966	2971.4756	0.0098	0.0036	0.0102
NUR0	438854.8438	9166549.0714	2953.1797	0.0100	0.0042	0.0107
NTR0	438755.0782	9166509.2200	2927.4777	0.0105	0.0044	0.0114
IPU0	439039.7367	9166409.5711	2949.6841	0.0099	0.0038	0.0102
***date* = 1995 / 271 ± 2 days**			***ndl* = 21**		***emq* = 0.00402 m**	

Positions novembre 1996

Le réseau a été étendu par 2 points lointains **BAB0** et **DEL1** qui ont été inclus dans les fermetures avec **JRA0**. Pour le sommet, les bases sont aussi complètes que possible et l'ajustement est donc très bien contraint (degré de liberté = 57). Notons que la valeur de l'*emq* est plus élevée que les années précédentes. Ceci est dû à l'introduction des longues bases qui, si elles aident à un positionnement plus juste, augmentent globalement les erreurs sur les positions lors de la compensation. Un calcul d'ajustement uniquement sur le réseau sommital (**SEL0** et **PUS0** compris) donne une *emq* égale à 0.0064 m, comparable aux années précédentes.

Suite aux événements évoqués au Chapitre 2, la mission de 1996 est la plus longue en durée, ce qui entraîne une forte incertitude sur la date des positions finales, égale à ±25 jours.

Tableau 3.5. Position des points du réseau 1996, en coordonnées UTM, et erreurs a posteriori.
Le point **JRA0** sert de référence au (position de 1994).

	Coordonnées UTM 49 WGS84 (m)			**Erreurs a posteriori (m)**		
Point	**Est**	**Nord**	**Altitude**	σ_E	σ_N	σ_U
JRA0	436180.2839	9171235.4989	1335.4256	—	—	—
SEL0	439543.9619	9167528.3108	2570.4405	0.0068	0.0045	0.0088
PUS0	439552.3005	9166838.7134	2734.0199	0.0085	0.0062	0.0114
PUN0	438956.0459	9166470.4061	2986.7232	0.0085	0.0065	0.0114
LUL0	438978.0716	9166537.5339	2976.7933	0.0074	0.0053	0.0105
MAR2	439059.6867	9166443.4481	2949.9483	0.0089	0.0067	0.0117
DOZ0	438914.3914	9166220.1826	2893.6988	0.0103	0.0077	0.0146
AYI0	439031.9885	9166319.4423	2927.8759	0.0100	0.0076	0.0143
LIL0	438906.1367	9166509.0601	2971.5206	0.0094	0.0067	0.0136
NUR0	438854.8486	9166549.1419	2953.2125	0.0103	0.0077	0.0147
NTR0	438754.9662	9166509.3855	2927.4991	0.0094	0.0071	0.0133
IPU0	439039.7446	9166409.5837	2949.6966	0.0088	0.0065	0.0117
DEL0	440727.9380	9164111.3474	1541.3026	0.0238	0.0223	0.0418
DEL1	440692.1316	9163972.9254	1511.4785	0.0241	0.0264	0.0456
BAB0	434975.8720	9168041.1995	1321.0498	0.0096	0.0079	0.0135
***date* = 1996 / 324 ± 25 days**			***ndl* = 57**		***emq* = 0.01514 m**	

Positions mars 1997

L'ajustement est très bien contraint et les erreurs sont tout à fait comparables à celles de la campagne 1996. L'une des lignes de base (**LIL0** - **IPU0**) a été compensée par une correction « observée – calculée » exactement verticale de –7.8 cm. Le nombre de fermetures incluant ces deux points étant assez important (voir Chapitre 2), le calcul d'ajustement n'a eu aucun mal à déterminer la position correcte, et à exclure cette mesure. On est donc tenté de penser à une erreur de mesure de hauteur d'antenne sur l'un des deux points.

Tableau 3.6. Position des points du réseau 1997, en coordonnées UTM, et erreurs a posteriori. **JRA0** sert de référence (position 1994).

	Coordonnées UTM 49 WGS84 (m)			**Erreurs a posteriori (m)**		
Point	**Est**	**Nord**	**Altitude**	σ_E	σ_N	σ_U
JRA0	436180.2839	9171235.4989	1335.4256	—	—	—
SEL0	439543.9658	9167528.3234	2570.3769	0.0126	0.0086	0.0176
PUS0	439552.3021	9166838.7241	2733.9943	0.0121	0.0081	0.0160
PUN0	438956.0353	9166470.3952	2986.6838	0.0126	0.0086	0.0166
LUL0	438978.0607	9166537.5390	2976.7600	0.0118	0.0078	0.0157
MAR2	439059.6659	9166443.4538	2949.9156	0.0129	0.0087	0.0173
DOZ0	438914.3881	9166220.2332	2893.6566	0.0161	0.0115	0.0216
AYI0	439031.9605	9166319.4548	2927.8529	0.0150	0.0103	0.0200
LIL0	438906.1345	9166509.0574	2971.4855	0.0139	0.0089	0.0182
NUR0	438854.8536	9166549.1354	2953.2075	0.0144	0.0097	0.0189
NTR0	438754.9422	9166509.4516	2927.4800	0.0160	0.0103	0.0208
IPU0	439039.7301	9166409.5967	2949.6658	0.0137	0.0097	0.0184
DEL1	440692.1582	9163972.9435	1511.3533	0.0173	0.0095	0.0247
BAB0	434975.8794	9168041.2171	1321.0026	0.0158	0.0116	0.0221
***date* = 1997 / 080 ± 12 days**			***ndl* = 42**		***emq* = 0.01726 m**	

Conclusions sur l ajustement du réseau GPS

Le positionnement a été effectué pour chaque campagne de mesure et les erreurs ont été déterminées par un processus d'inversion qui optimise la compensation des lignes de base. Ces erreurs reflètent surtout l'amplitude des résidus obtenus après fermeture, presque indépendamment des erreurs *a priori* sur les mesures. Lorsque le degré de liberté est suffisant, cette méthode permet donc de s'affranchir de tout type d'erreur « incontrôlable » comme par exemple un mauvais centrage de l'antenne, une lecture erronée de hauteur d'antenne, ou encore des perturbations météorologiques en cours de session, tous ces paramètres étant différents pour chaque session de mesure.

Le manque de précision sur le positionnement des 2 repères lointains ajoutés en 1996 (**BAB** et **DEL**) tient au fait que ces points n'ont été mesurés que dans le but d'améliorer la référence du réseau, sans être contraints eux-mêmes par d'autres points. Ils ont donc participé à un meilleur positionnement « absolu » du réseau sommital. Si l'on voulait les inclure réellement dans les points de surveillance, il faudrait ajouter de nouveaux points plus lointains, et dans ce cas utiliser des récepteurs bifréquence puisque les longueurs de base dépasseraient 10 km.

3.1.4 Déplacements relatifs

Nous présentons ici les vecteurs déplacements calculés entre 2 années consécutives *i* et *j*, les erreurs sur ces déplacements, pour chaque composante, étant donnés par $\sigma_{ij} = (\sigma_i^2 + \sigma_j^2)^{½}$. Les tableaux suivants (Tableau 3.7 à Tableau 3.10) indiquent toutes les valeurs numériques mais également les modules des vecteurs pour chaque point, et les moyennes de tous ces paramètres pour l'ensemble du réseau.

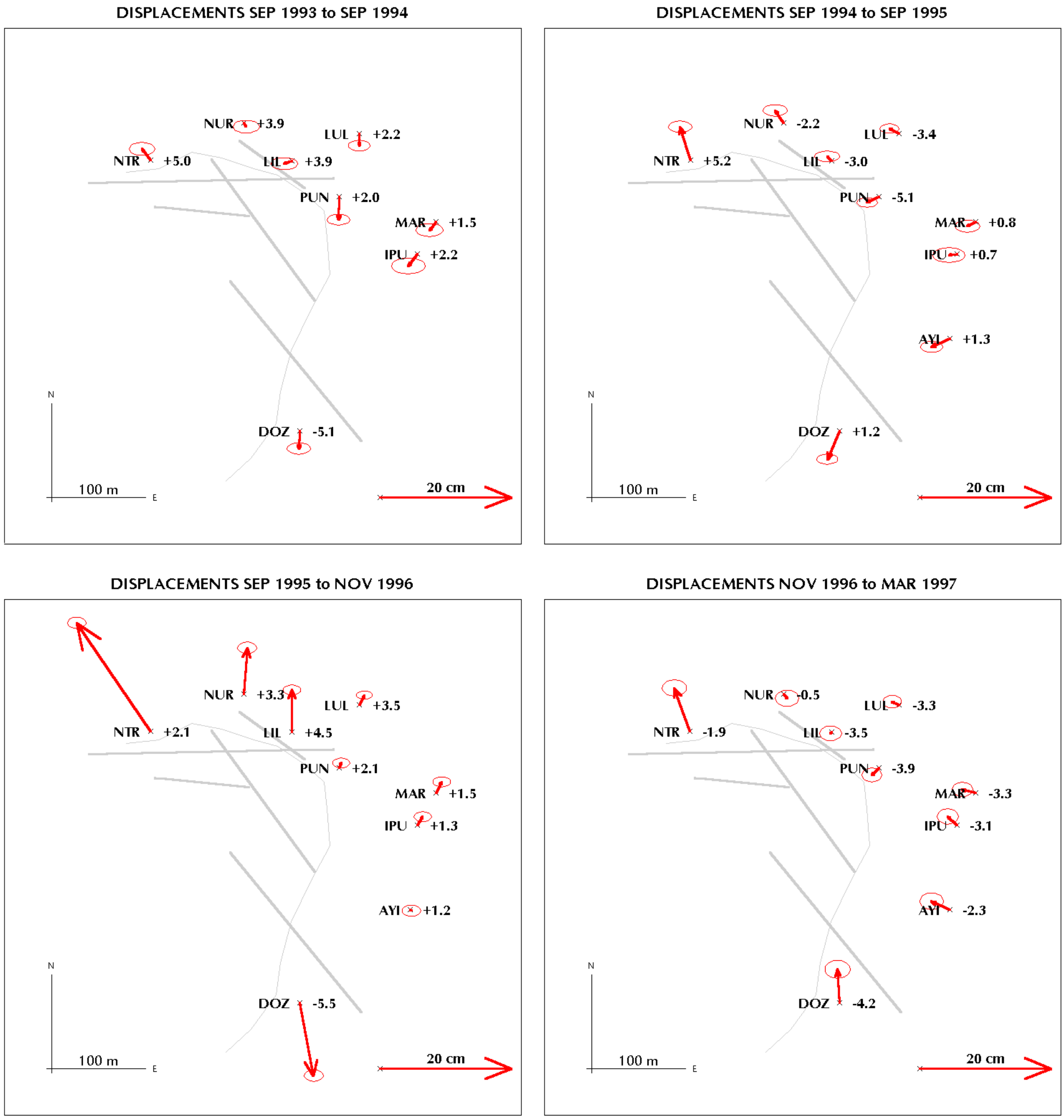


Figure 3.2. Déplacements relatifs des points du réseau Merapi entre 1993 et 1997 et structures principales du sommet (cratère et fractures). Les déplacements horizontaux sont représentés sous forme de vecteur avec l'ellipsoïde d'erreur et les déplacements verticaux sont indiqués par les valeurs numériques en cm (positif vers le haut).

On trouvera à la Figure 3.2 les 4 graphes correspondants aux déplacements horizontaux des points du sommet, sur lesquels les principales structures (cratère et fractures) sont représentées.

Déplacements septembre 1993 - septembre 1994

Les amplitudes de tous les déplacements sont très faibles (de l'ordre du centimètre) et ne sortent qu'à peine des ellipses d'erreur. En revanche, sur les quelques déplacements significatifs, on retrouve un comportement très similaire à celui montré par les mesures AEMD 1988 - 1992 (voir Figure 1.7) : écartement des bords extrêmes du cratère avec un déplacement vers le nord-ouest de **NTR** (accompagné d'un soulèvement de 5.0 ± 3.3 cm), et vers le sud pour **DOZ** (affaissement de –5 ± 3.4 cm) . En outre, on remarque la similitude (amplitude et direction) des déplacements des 2 points **MAR** et **IPU**, même si ceux-ci sont faibles.

Tableau 3.7. Vecteurs déplacements entre septembre 1993 et septembre 1994, dans le repère local UTM (référence **SEL0**).

Point	Déplacements UTM(m)				Erreur totale (m)		
	dE	dN	dU	Module	σ_{dE}	σ_{dN}	σ_{dU}
SEL0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	—	—	—
PUS0	–0.0089	–0.0079	+0.0080	0.0143	0.0167	0.0080	0.0292
PUN0	–0.0005	–0.0351	+0.0195	0.0402	0.0172	0.0082	0.0298
LUL0	–0.0006	–0.0180	+0.0222	0.0286	0.0166	0.0082	0.0292
MAR2	–0.0104	–0.0123	+0.0154	0.0223	0.0209	0.0100	0.0380
DOZ0	–0.0017	–0.0264	–0.0509	0.0574	0.0175	0.0087	0.0304
LIL0	–0.0119	–0.0047	+0.0392	0.0412	0.0204	0.0091	0.0357
NUR0	+0.0033	–0.0057	+0.0394	0.0399	0.0202	0.0095	0.0353
NTR0	–0.0128	+0.0175	+0.0501	0.0546	0.0195	0.0097	0.0338
IPU0	–0.0139	–0.0187	+0.0220	0.0320	0.0260	0.0119	0.0462
Moyenne:	**0.0057**	**0.0112**	**+0.0165**	**0.0331**	**0.0176**	**0.0084**	**0.0308**

Déplacements septembre 1994 - septembre 1995

Les déplacements sur cette période sont assez comparables aux précédents. La plupart des points n'ont pas bougé au delà des ellipses d'erreur, sauf les 2 points **NTR** et **DOZ** qui suivent le même schéma qu'en 1993 - 1994, avec des amplitudes toutefois plus élevées (de l'ordre de 5 cm en horizontal). Les déplacements verticaux sont tous négligeables, sauf **NTR** qui montre à nouveau un soulèvement de 5.1 ± 2.8 cm.

Tableau 3.8. Vecteurs déplacements entre septembre 1994 et septembre 1995 dans le repère local UTM (référence **SEL0**).

Point	**Déplacements UTM(m)**				**Erreur totale (m)**		
	dE	**dN**	**dU**	**Module**	σ_{dE}	σ_{dN}	σ_{dU}
SEL0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	—	—	—
PUS0	–0.0019	–0.0081	+0.0455	0.0463	0.0101	0.0053	0.0180
PUN0	–0.0176	–0.0089	–0.0513	0.0550	0.0153	0.0071	0.0234
LUL0	–0.0152	+0.0082	–0.0340	0.0381	0.0147	0.0070	0.0229
MAR2	–0.0129	–0.0064	+0.0084	0.0167	0.0194	0.0090	0.0332
DOZ0	–0.0187	–0.0427	+0.0123	0.0482	0.0159	0.0079	0.0247
AYI0	–0.0280	–0.0130	+0.0128	0.0334	0.0171	0.0082	0.0266
LIL0	–0.0072	+0.0065	–0.0303	0.0318	0.0188	0.0080	0.0306
NUR0	–0.0134	+0.0191	–0.0218	0.0319	0.0185	0.0089	0.0303
NTR0	–0.0157	+0.0511	+0.0521	0.0746	0.0179	0.0090	0.0285
IPU0	–0.0125	–0.0021	+0.0068	0.0144	0.0249	0.0113	0.0424
Moyenne:	**0.0119**	**0.0027**	**+0.0103**	**0.0432**	**0.0160**	**0.0076**	**0.0262**

Déplacements septembre 1995 - novembre 1996

Pour la première fois, les déplacements sont importants et sortent largement des ellipses d'erreur pour l'ensemble du réseau. On constate toujours un écartement des points situés de part et d'autre du cratère actif : **NTR** présente un mouvement quasi horizontal de 20.1 ± 2.4 cm vers le nord-ouest et **DOZ** de 11.3 ± 1.7 cm vers le sud-sud-est avec un affaissement de 5.5 ± 1.8 cm. Le déplacement relatif entre **NTR** et **DOZ** est donc d'environ 31.0 ± 2.2 cm. Les points **NUR** et **LIL**, situés sur le bord nord du cratère, ont un déplacement identique en module d'environ 7.8 ± 2.1 cm. Tous les autres points ont des déplacements assez faibles.

Tableau 3.9. Vecteurs déplacements entre septembre 1995 et novembre 1996 dans le repère local UTM (référence **JRA0** 1994).

Point	**Déplacements UTM(m)**				**Erreur totale (m)**		
	dE	**dN**	**dU**	**Module**	σ_{dE}	σ_{dN}	σ_{dU}
JRA0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	—	—	—
SEL0	–0.0027	–0.0024	+0.0275	0.0277	0.0068	0.0045	0.0088
PUS0	–0.0046	+0.0143	–0.0398	0.0425	0.0092	0.0064	0.0117
PUN0	+0.0033	+0.0074	+0.0208	0.0223	0.0130	0.0075	0.0152
LUL0	+0.0073	+0.0149	+0.0352	0.0389	0.0122	0.0063	0.0144
MAR2	+0.0085	+0.0173	+0.0152	0.0245	0.0133	0.0076	0.0154
DOZ0	+0.0212	–0.1115	–0.0553	0.1263	0.0145	0.0088	0.0182
AYI0	+0.0019	–0.0019	+0.0123	0.0126	0.0141	0.0085	0.0176
LIL0	–0.0003	+0.0635	+0.0450	0.0778	0.0136	0.0076	0.0170
NUR0	+0.0048	+0.0705	+0.0328	0.0779	0.0144	0.0088	0.0182
NTR0	–0.1120	+0.1655	+0.0214	0.2010	0.0141	0.0084	0.0175
IPU0	+0.0079	+0.0126	+0.0125	0.0194	0.0132	0.0075	0.0155
Moyenne:	**0.0059**	**+0.0227**	**+0.0116**	**0.0610**	**0.0126**	**0.0074**	**0.0154**

Déplacements novembre 1996 - mars 1997

Les déplacements moyens sont assez forts (moyenne de 5 cm en module) et sortent encore une fois des ellipses d'erreur. On constate un mouvement d'ensemble de déflation de –4.0 ± 1.6 cm en moyenne. Les deux points lointains **BAB** et **DEL** introduits en 1996 montrent de forts mouvements verticaux respectivement de –4.7 ± 2.6 cm et –12.5 ± 5.2 cm. Leurs déplacements horizontaux sont cependant négligeables devant les incertitudes.

Au sommet, le point **NTR** poursuit sa migration vers le nord-ouest de 7.0 ± 1.4 cm. Les points situés au nord du cratère (**NUR**, **LIL** et **LUL**) ont de faibles déplacements horizontaux (inférieurs au centimètre), tandis que les points situés à l'est (**PUN**, **MAR**, **IPU** et **AYI**) ont tous un mouvement de fermeture vers l'intérieur du cratère de plusieurs centimètres. Le plus important étant pour le point **DOZ** qui subit, pour la première fois depuis 1994, un déplacement vers le nord de 5.1 ± 0.9 cm.

Tableau 3.10. Vecteurs déplacements entre novembre 1996 et mars 1997 dans le repère local UTM (référence **JRA0**).

Point	**Déplacements UTM(m)**				**Erreur totale (m)**		
	dE	**dN**	**dU**	**Module**	σ_{dE}	σ_{dN}	σ_{dU}
JRA0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	—	—	—
SEL0	+0.0039	+0.0126	–0.0636	0.0650	0.0143	0.0097	0.0197
PUS0	+0.0016	+0.0107	–0.0256	0.0278	0.0148	0.0102	0.0196
PUN0	–0.0106	–0.0109	–0.0394	0.0422	0.0152	0.0108	0.0201
LUL0	–0.0109	+0.0051	–0.0333	0.0354	0.0139	0.0094	0.0189
MAR2	–0.0208	+0.0057	–0.0327	0.0392	0.0157	0.0110	0.0209
DOZ0	–0.0033	+0.0506	–0.0422	0.0660	0.0191	0.0138	0.0261
AYI0	–0.0280	+0.0125	–0.0230	0.0383	0.0180	0.0128	0.0246
LIL0	–0.0022	–0.0027	–0.0351	0.0353	0.0168	0.0111	0.0227
NUR0	+0.0050	–0.0065	–0.0050	0.0096	0.0177	0.0124	0.0239
NTR0	–0.0240	+0.0661	–0.0191	0.0729	0.0186	0.0125	0.0247
IPU0	–0.0145	+0.0130	–0.0308	0.0364	0.0163	0.0117	0.0218
DEL1	+0.0266	+0.0181	–0.1252	0.1293	0.0297	0.0281	0.0519
BAB0	+0.0074	+0.0176	–0.0472	0.0509	0.0185	0.0140	0.0259
Moyenne:	**0.0054**	**+0.0148**	**0.0402**	**0.0499**	**0.0176**	**0.0129**	**0.0247**

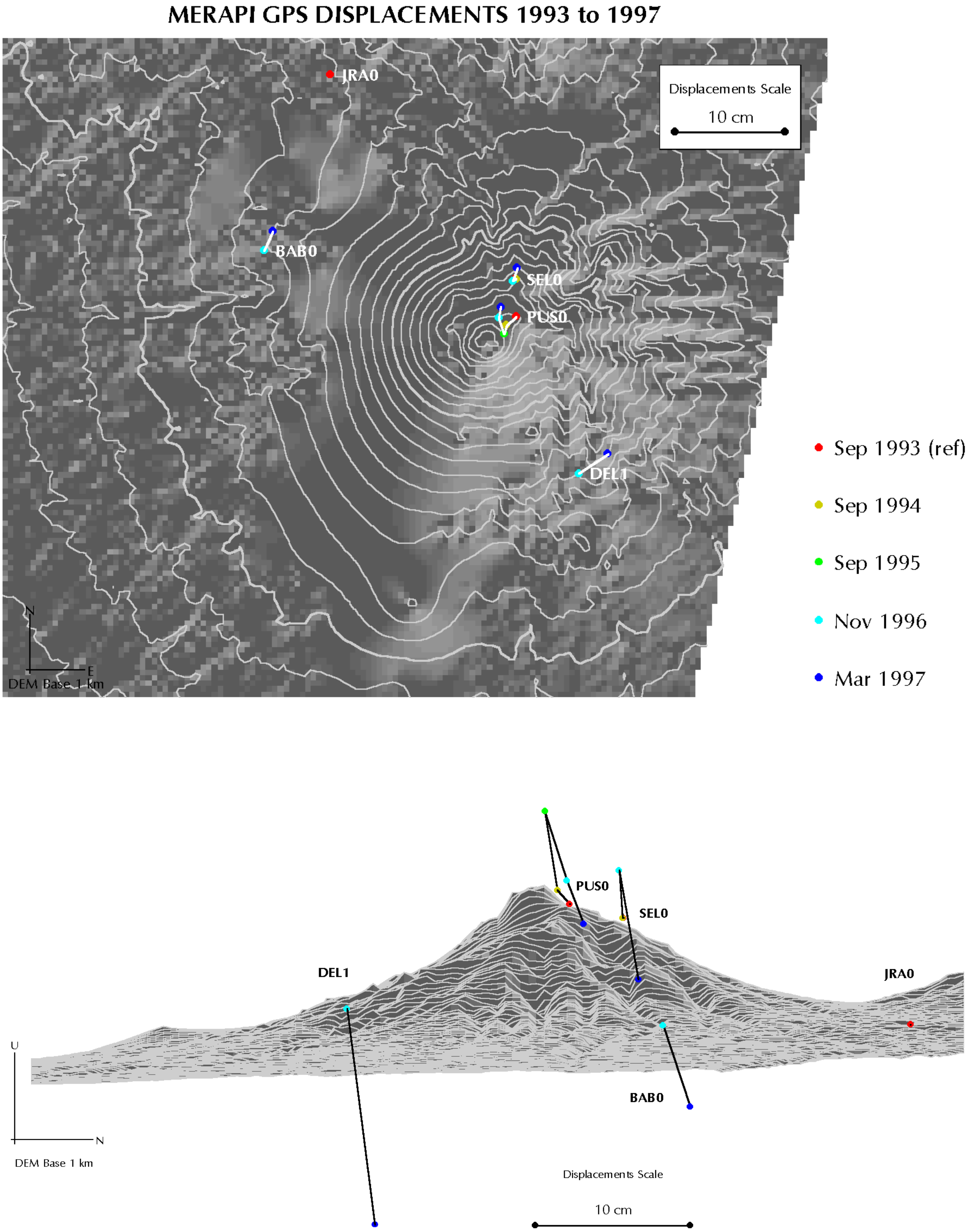
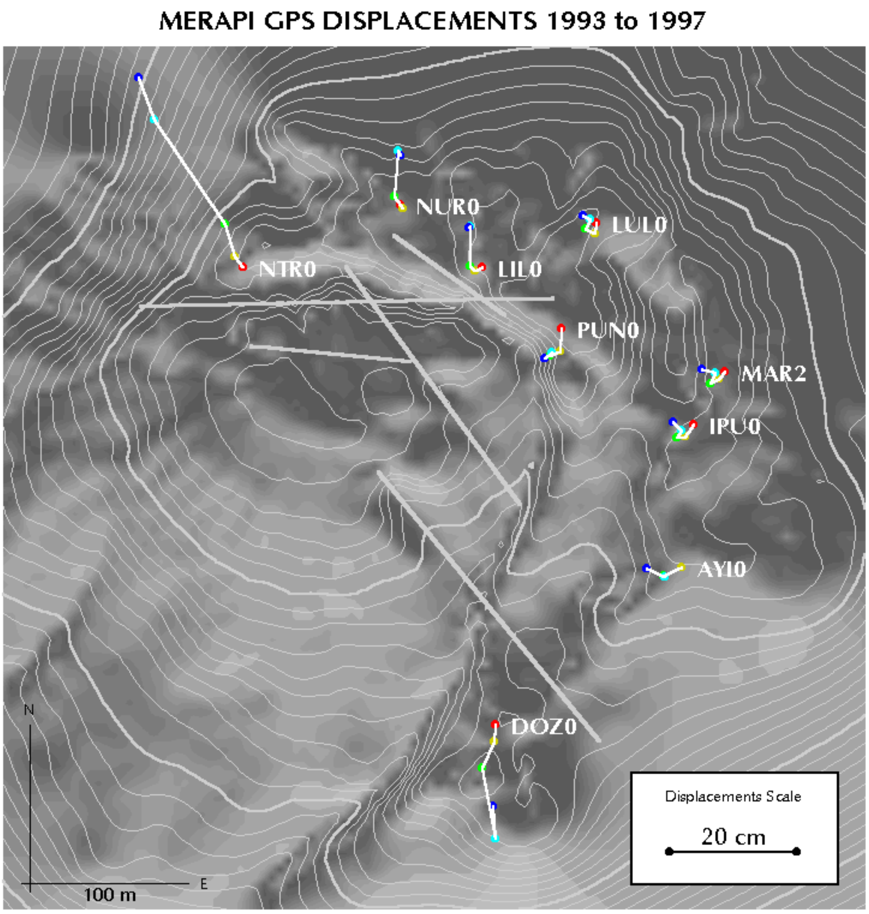


Figure 3.3. Déplacements cumulés des points éloignés de septembre 1993 à mars 1997. Chaque position est représentée par un point de couleur (une couleur par année), reliés par une ligne noire. **JRA0** est le point de référence du réseau, mais **SEL0** a servi de point fixe pour les calculs de 1993 et 1995, avec la position calculée en 1994. *(a)* Déplacements horizontaux. *(b)* Déplacements verticaux vus en coupe verticale sud-nord.



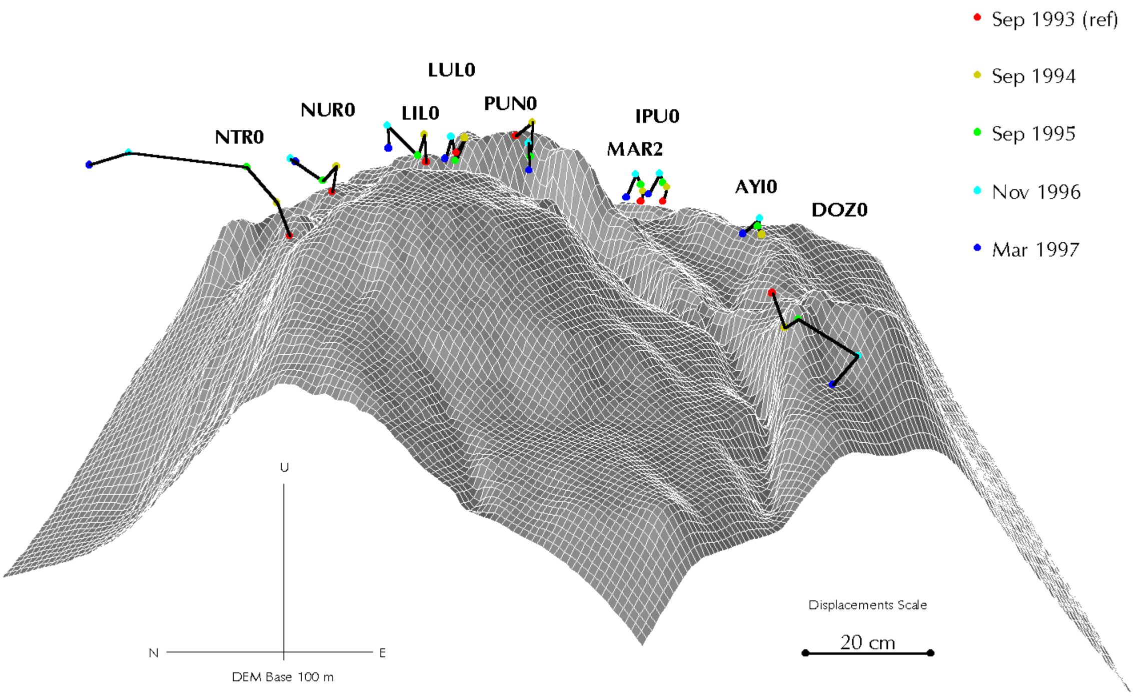


Figure 3.4. Déplacements cumulés des points sommitaux de 1993 à 1997. *(a)* Déplacements horizontaux. *(b)* Vue en perspective dans un plan vertical (azimut N145°E, élévation 0°), l'échelle verticale est donc respectée.

Conclusions sur les déplacements 1993-1997

Les points lointains n'ont donc pas été mesurés chaque année. La Figure 3.3 présente les déplacements cumulés en vues horizontale et verticale sud-nord. Les déplacements horizontaux ne dépassent pas quelques centimètres, avec des incertitudes pratiquement de même amplitude (se reporter aux tableaux précédents pour les valeurs). Les déplacements verticaux sont cependant assez importants. Le point **PUS0** montre notamment une inflation en 1995 puis une déflation en 1996. Comme nous l'avions signalé, la compensation de 1995 n'est justement pas bien contrainte sur ce point. Il semble donc réaliste de considérer ce mouvement comme invalide. En revanche, l'ensemble des points montre une déflation en 1996 - 1997, les mesures de ces deux années étant très bien contraintes par l'ajustement. Même si les incertitudes sont fortes, on peut affirmer que ces déplacements sont réels. La conclusion principale de ces mesures lointaines est que le point de référence **JRA0** est finalement trop proche du sommet pour permettre une mesure « absolue » du champ de déplacement au Merapi.

Au sommet, le schéma de déformation à peine ébauché par les mouvements de 1993 à 1995 s'est précisé en 1996 avec des amplitudes plus fortes. Il semble que l'on puisse regrouper les déplacements en 4 zones « indépendantes » au sommet, toutes séparées par des fractures :

- *zone 1* : le point **NTR** avec de très forts déplacements vers le nord-ouest et un soulèvement ;
- *zone 2* : les 2 points **NUR** et **LIL** avec de forts déplacements vers le nord ;
- *zone 3* : tous les points à l'est du cratère **LUL**, **PUN**, **MAR**, **IPU** et **AYI** avec de faibles déplacements ;
- *zone 4* : le point **DOZ** avec de forts déplacements vers le sud-sud-est et un affaissement.

Les déplacements observés entre 1996 et 1997 restent compatibles avec ce « modèle » de 4 zones découplées. Les directions sont globalement conservées pour l'ensemble des points, mais le sens a changé, sauf pour **NTR**.

La Figure 3.4a présente une vue horizontale des déplacements cumulés au sommet sur les 5 années de mesure. La Figure 3.4b est une vue de ¾ (N145°E) dans un plan vertical, montrant ainsi la composante verticale des déplacements sans effet de perspective.

La Figure 3.5 montre l'évolution des 3 composantes des déplacements relatifs au sommet. La composante Nord permet de distinguer parfaitement les 4 zones. Nous avons schématisé ces zones à la Figure 3.6 où sont représentés les fractures et le bord du cratère principal. Les zones 1 et 2 sont découplées par la fracture *Dome 1*, les zones 2 et 3 par les fractures *Lava 56* et *Lava 57*, en enfin les zones 3 et 4 sont découplées par les fractures *Gendol* et *Dome 1*.

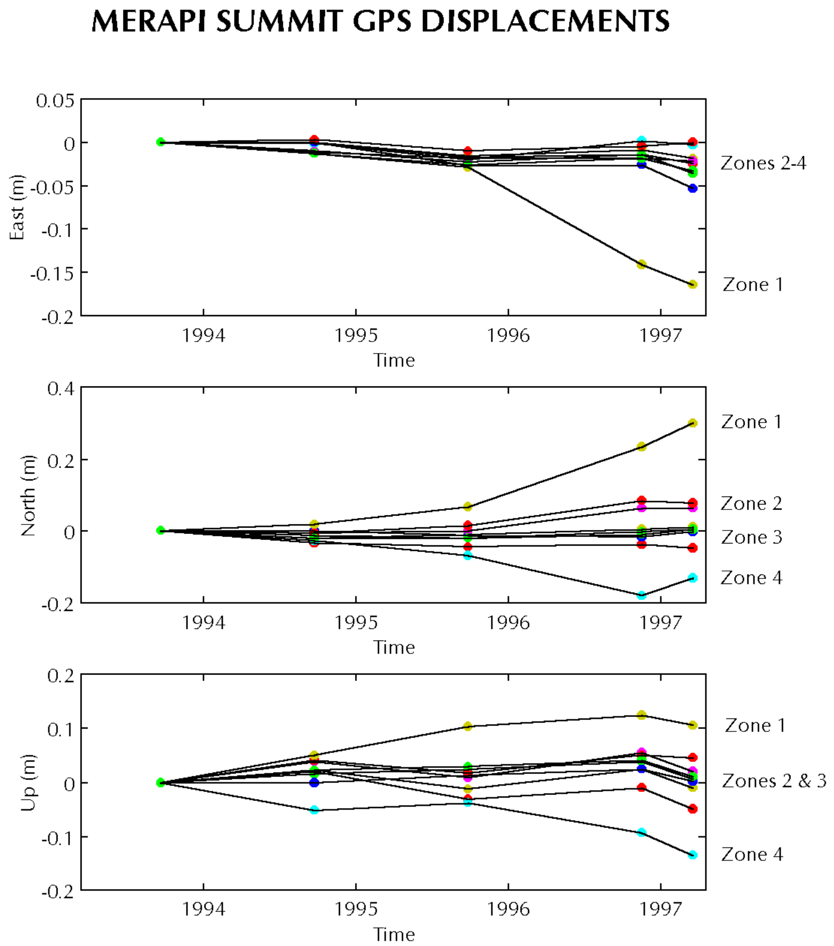


Figure 3.5. Déplacements relatifs au sommet de 1993 à 1997 : 3 composantes Est, Nord et Verticale pour chacun des repères. On distingue surtout les 4 zones « découplées » avec la composante Nord.

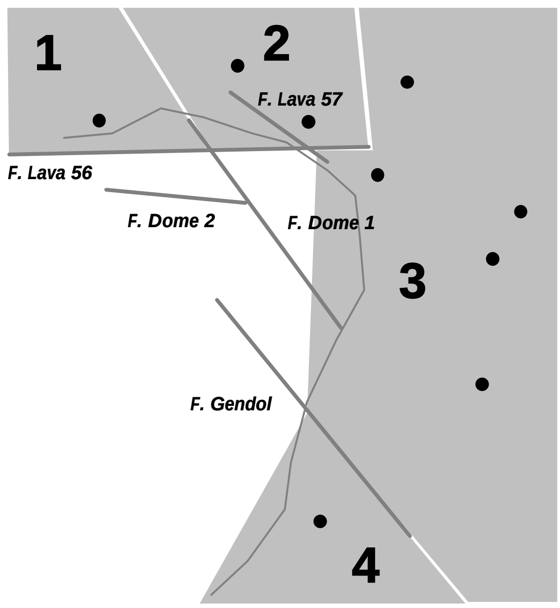


Figure 3.6. Schéma des quatre zones découplées au sommet du Merapi et noms des fractures.

3.2 Traitement des signaux clinométriques de *Deles*

Les mesures fines de déformations sur le terrain sont toujours confrontées au problème des perturbations météorologiques du site. Même lorsque les instruments sont protégés des effets de température — pour les inclinomètres *Blum*, ces effets sont pratiquement indécelables — ils mesurent des mouvements du sol dus aux contraintes thermiques et aux circulations d'eau. On trouve dans la littérature de nombreuses tentatives de modélisation de ces effets indésirables sur les mesures de déformation. Les principales conclusions de ces études sont :

- la relation entre la déformation et la température du sol ne se limite pas aux périodes journalières mais couvre une très large bande de fréquence. Elle est en général linéaire au premier ordre mais évolutive dans le temps (non stationnaire) [*Berger*, 1975 ; *Goulty et al.*, 1979 ; *Mortensen & Hopkins*, 1987 ; *Desroches*, 1990 ; *Beauducel*, 1992] ;
- la relation entre la déformation et les chutes de pluie est fortement non linéaire et dépend du niveau de la nappe phréatique. Si celle-ci est trop superficielle, la modélisation est pratiquement impossible [*Wolfe et al.*, 1981 ; *Evans & Wyatt*, 1984 ; *Julien & Bonneton*, 1984 ; *Desroches*, 1990].

Nous avons vu aux Chapitres 1 et 2 la stratégie adoptée au Merapi pour essayer de s'affranchir de ces deux effets (installation enterrée sur coulée de lave massive). Les résultats de mesures clinométriques brutes à la station *Deles* sont assez encourageants, concernant notamment les variations thermiques journalières (entre 0.4 et 0.8 µrad par jour). Il subsiste cependant des effets thermiques significatifs sur le long terme (variations saisonnières) que nous allons tenter de corriger au moyen d'une méthode de traitement du signal. Les effets de la pluie seront ensuite analysés et quantifiés et enfin, nous déterminerons les variations d'inclinaison du site de *Deles* sur la période novembre 1996 - décembre 1997.

3.2.1 Effets thermomécaniques

Pour étudier correctement les effets thermomécaniques sur un site donné, il faudrait mesurer le champ de température dans le volume considéré, en échantillonnant en surface et en profondeur. Sur la plupart des installations clinométriques de surface — et c'est peut-être un tort — on ne possède que quelques points de mesures de température aux cotés de l'inclinomètre. On suppose donc que les longueurs d'onde sont grandes, et que la température est relativement homogène sur tout le site[1].

Pour notre site de *Deles*, nous ne disposons que d'un seul point de mesure de la température (site 1) valide sur toute la période étudiée. Nous sommes en présence d'un problème typique de traitement du signal, où à partir de deux signaux observé $S_{obs}(t)$ et perturbateur $N(t)$, il faut estimer une fonction $\boldsymbol{G}$ telle que

$$S_{obs}(t) = S(t) + \boldsymbol{G}[N(t)] \,, \tag{3.5}$$

pour reconstituer le signal $S(t)$ « corrigé ». Les méthodes habituellement utilisées (filtre de Wiener [*Max & Lacoume*, 1996], filtre autorégressif *ARMA* [*Steiglitz & McBride*, 1965], corrélo-filtre [*Koffman*, 1982]) supposent que $\boldsymbol{G}$ est une fonction linéaire et stationnaire, et que $S(t)$ et $N(t)$ sont parfaitement décorrélés, aléatoires (pas de dominante spectrale) et de moyennes nulles. Ce type de traitement fonctionne assez bien pour corriger les courtes périodes sur de courts intervalles de

[1] Pour les installations en puits, on sait que le gradient thermique vertical dans le sol est assez fort ; on prend donc en général le soin de mesurer la température à plusieurs profondeurs.

temps. En effet, l'hypothèse de stationnarité et de centrage des signaux est alors convenablement respectée. Les longues périodes en revanche, ne peuvent être traitées correctement en raison de la fenêtre temporelle limitée (problème d'apodisation). Pour les signaux clinométriques, cela pose quatre problèmes : (1) les signaux contiennent souvent de très basses fréquences (tendances à long terme et effets saisonniers) qui ne seront pas corrigées. (2) Les cycles saisonniers et la pluie modifient les caractéristiques du terrain, rendant ***G*** non stationnaire. (3) Le calcul ajoute toujours du bruit numérique qui masque alors totalement les informations « rapides » contenues dans le signal original (impulsions et échelons). (4) Le degré de liberté choisi pour déterminer ***G*** devient tout à fait critique sur le résultat : trop de paramètres risquent d'inclure des caractéristiques de $S(t)$ et on obtient alors très facilement $S(t) \equiv 0$, ce qui n'est pas le but recherché.

Nous avons donc développé une nouvelle méthode de correction, basée sur un fort *a priori* sur ***G***, mais qui permet un traitement du premier ordre efficace sur toutes les périodes considérées. Le principe de cette méthode est décrit en appendice de l'article soumis au *J.G.R.* (voir Chapitre 4). Pour résumer, elle présente trois caractéristiques :

– le modèle de relation inclinaison / température est linéaire pour une bande passante donnée et évolutif dans le temps ;

– la prise en compte du coefficient de corrélation (qui reflète la linéarité) permet de préserver le signal original s'il n'y a pas ou peu de corrélation sur une bande de fréquence considérée ou sur la totalité du signal ;

– tous les calculs sont réalisés dans le domaine temporel (pas de transformation temps / fréquence), ce qui limite les bruits de traitement ; en outre, aucun filtre passe-bas n'est utilisé. Les signaux haute-fréquence (pics ou échelons) sont donc conservés et restent interprétables après le traitement.

Nous présentons les corrections appliquées sur les 4 signaux clinométriques valides de *Deles* de novembre 1996 à décembre 1997 : 2 composantes tangentielles (**CH379** site 1 et **CH427** site 3) et 2 composantes radiales (**CH376** site 2 et **CH429** site 3), en utilisant le signal de température LIP du site 1. La Figure 3.7 montre, pour les 4 composantes, les signaux bruts (échantillonnage 10 minutes) et corrigés. Les paramètres principaux de chaque calcul sont repris au Tableau 3.11 : déphasage entre le signal et la température calculé par intercorrélation, atténuation totale et sur l'onde 24 heures (rapport des écarts types en pourcentage). Les périodes choisies sont (processus itératif) : 402 jours (ensemble des données), 256, 128, 64, 32, 16, 8, 4 et 2 jours.

Tableau 3.11. Paramètres de correction de température sur 4 composantes clinométriques de *Deles*, sur la période novembre 1996 - décembre 1997. Déphasage avec le signal de température LIP (site 1), atténuation totale (402 jours) et sur l'onde 24 h, en pourcentage du rapport des écarts types.

Inclinomètre	**Déphasage avec la température (site 1)**	**Atténuation totale (402 jours)**	**Atténuation diurne (24 h)**
Tangentiel CH379 (site 1)	+ 1 h 00	30.8%	57.0%
Tangentiel CH427 (site 3)	– 4 h 20	7.1%	42.4%
Radial CH376 (site 2)	– 7 h 30	11.7%	27.0%
Radial CH429 (site 3)	– 6 h 50	–0.5%	37.3%

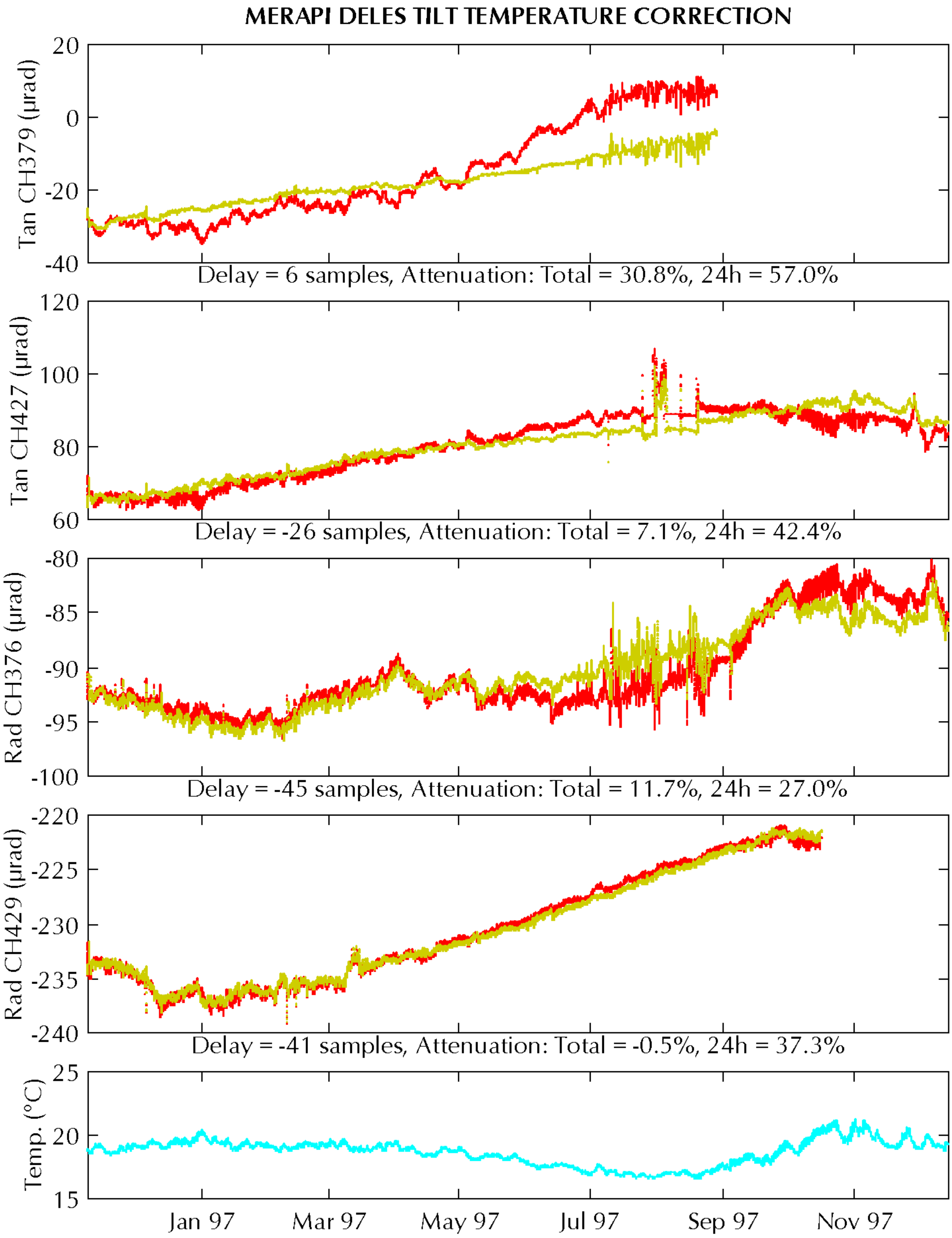


Figure 3.7. Correction des effets de température sur les 4 composantes clinométriques de *Deles*, de novembre 1996 à décembre 1997. En foncé le signal brut et en clair le signal corrigé. Pour chaque calcul, sont donnés le déphasage (en nombre d'échantillon 10 minutes), l'atténuation totale et l'atténuation sur l'onde 24 h (en % du rapport des écarts types).

Les signaux du **CH379** et **CH429** n'ont pas pu être traités sur la période complète en raison du manque de données sur les derniers mois. Il est clair que cette absence de signal dans une période de forte variation thermique est un sérieux problème pour la correction que nous appliquons. Pour le tangentiel **CH379**, la corrélation est suffisamment linéaire pour que le calcul ne soit pas perturbé sur les grandes longueurs d'onde par ce « trou ». En revanche, la corrélation du radial **CH429** n'est pas du tout linéaire sur les grandes longueurs d'onde (l'atténuation totale est nulle et même légèrement négative). On peut cependant envisager que les 2 derniers mois de

données aient tout de même montré une baisse du signal, déjà amorcée en octobre 1997, qui aurait entraîné une légère correction de la tendance à long terme.

L'atténuation de l'onde diurne est assez forte dans l'ensemble, et maximale pour le signal du **CH379**. L'amplitude de cette atténuation reflète plusieurs caractéristiques : la linéarité d'une part (la proximité du capteur de température et de l'inclinomètre considéré semble jouer un rôle important), et l'amplitude des effets thermiques d'autre part.

Le déphasage est fonction de la longueur d'onde de température sur le site, mais aussi de l'orientation de l'inclinomètre par rapport à celle-ci (6 heures correspondent à la quadrature de phase). Il serait intéressant d'étudier plus en détail la propagation de l'onde thermique et son influence sur les inclinaisons du site : quantifier les longueurs d'onde et les fonctions de transfert. Cependant, il faudrait pour cela installer plus de capteurs de température. On regrette notamment de n'avoir pas conservé le thermomètre du site 3 qui aurait peut-être permis une correction plus efficace des signaux clinométriques **CH427** et **CH429**.

3.2.2 Effets de marée terrestre

Soumis principalement à l'influence de l'attraction de la Lune et du Soleil, le globe terrestre se déforme élastiquement, produisant ainsi une marée du sol — pouvant atteindre 50 cm par endroits — deux fois par jour, assez similaire à celle de la mer. En supposant une Terre immobile, symétrique, élastique et sans océan, le signal temporel de la marée terrestre « théorique » en un point du globe peut être calculé de manière très précise. Il comprend un grand nombre de composantes sinusoïdales de périodes, d'amplitudes et de phases différentes, créant un signal complexe avec de nombreux battements [*Melchior*, 1983]. Les principales ondes (en amplitude) sont semi-diurnes (*M2*, 12.42 h ; *S2*, 12.00 h) et diurnes (*O1*, 25.82 h ; *K1*, 23.94 h ; *P1*, 24.06 h), mais il existe une multitude d'autres ondes longues périodes (*Sa*, 365.25 j, *Mm*, 27.55 j) et ter-diurnes (*M3*, 8.28 h). L'effet de la marée terrestre sur l'inclinaison du sol, sans tenir compte des effets de site, est de l'ordre de 10^{-7} rad (amplitude maximale). La mesure de ce phénomène nécessite donc un site extrêmement calme et dénué de toute influence externes, notamment de la température.

La Figure 3.8 présente le signal de l'inclinomètre **CH379** sur une période de 15 jours, en mai 1997. Les variations thermiques diurnes y sont bien visibles, avec une amplitude maximale de 1 µrad environ. Le signal corrigé présente quant à lui des ondulations régulières de 12 h, d'une fraction de µrad d'amplitude, typiques de la marée (onde *M2*). Des variations de longue période et du bruit courte période viennent d'ajouter à ce signal. Nous avons également représenté la marée clinométrique théorique, calculée pour le site de *Deles* dans la direction tangentielle (programme *MT80*, [*ORB*, 1985]). On remarque la très bonne corrélation du premier ordre. La Figure 3.9 montre les mêmes signaux dans le domaine fréquentiel (spectre de puissance) où l'on retrouve signal brut, corrigé, température et marée théorique. Le signal brut comprend une composante diurne très forte qui a été atténuée par la correction de température pour atteindre l'amplitude de celle de la marée (ondes *S1*, *K1* et *P1*). La composante semi-diurne, déjà visible dans le signal brut, n'a pratiquement pas été modifiée par la correction, si ce n'est un léger décalage en fréquence qui ramène ce pic à 12.3 h, la période de *M2*. On distingue sur le spectre de la marée théorique l'onde *M3*, qui semble également apparaître dans le signal clinométrique corrigé.

L'intervalle de temps étudié ici a été choisi parce que représentant visiblement une période « calme », pendant laquelle il n'y a pratiquement pas eu d'effets clinométriques autres que ceux de la température. Sur le reste de nos données, le signal résiduel après correction est généralement assez fort en amplitude, montrant des variations d'inclinaison qui masquent complètement les effets de la marée. La correction de ce signal n'est donc pas nécessaire pour interpréter nos résultats. Cependant, la présence des effets de la marée terrestre dans les signaux de *Deles* nous permet de conclure sur deux points importants :

- le couplage des inclinomètres avec le sol est correct : les instruments subissent bien les petites déformations élastiques de la Terre ;
- la méthode de correction des effets de température est validée : les traitements n'ont ni atténué, ni déphasé l'onde complexe de la marée, pourtant d'amplitude 10 fois inférieure aux variations thermiques du signal brut.

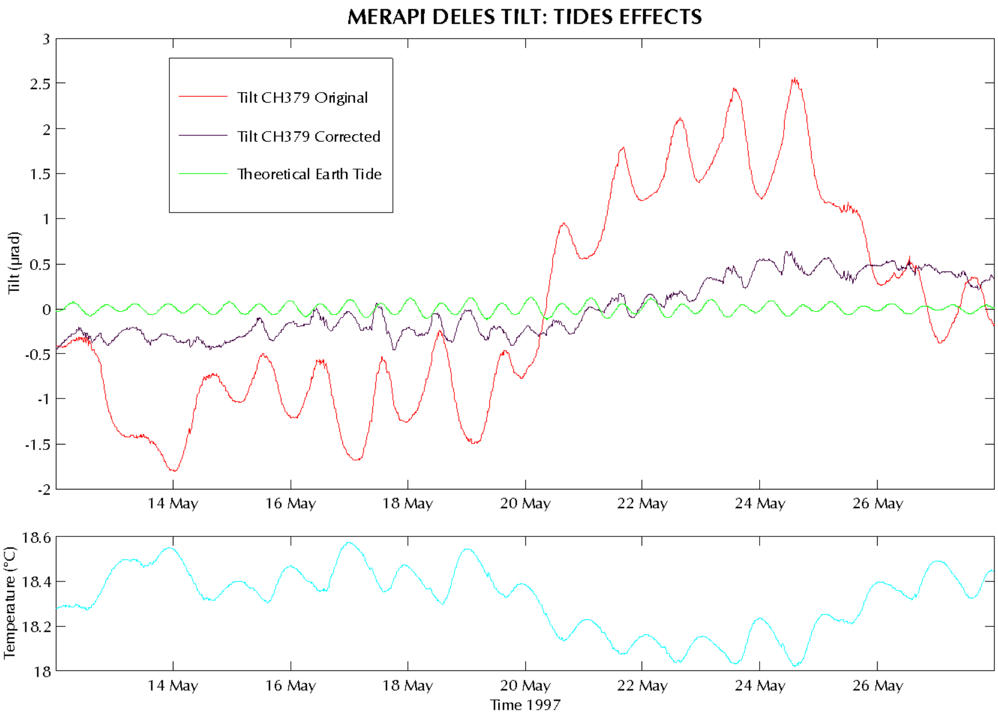


Figure 3.8. Effets de la marée terrestre sur l'inclinaison à *Deles* : signal brut tangentiel **CH379**, signal corrigé des effets de température, marée théorique et température. On distingue les effets de marée sur le signal corrigé, ce qui valide le couplage du capteur avec le sol et la méthode de correction utilisée.

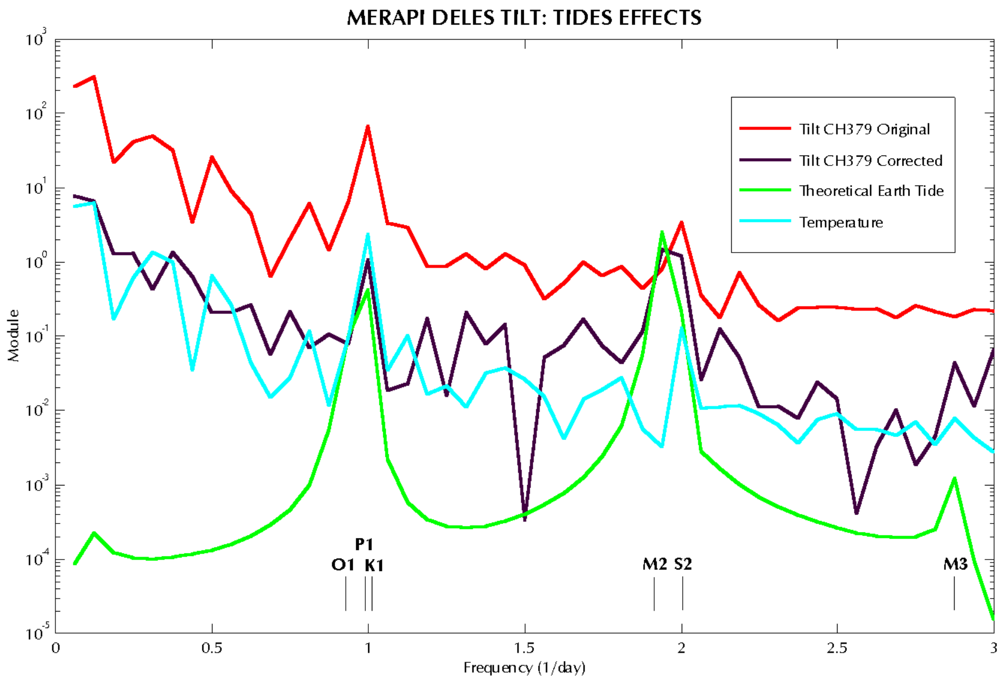


Figure 3.9. Spectre de la Figure 3.8 : signal brut tangentiel **CH379**, signal corrigé des effets de température, marée théorique et température. L'abscisse (fréquences) est linéaire et exprimée en jour^{-1}. Les périodes des ondes principales de la marée terrestre sont représentées : diurnes *O1*, *P1* et *K1*, semi-diunes *M2* et *S2*, ter-diurnes *M3*.

3.2.3 Effets de la pluie : corrélations avec les nuées ardentes ?

Fonction de détection automatique d événements

Les premiers mois de mesures clinométriques (à partir de novembre 1995, sites 1 et 2) ont montré un grand nombre de petits décalages de seulement quelques dixièmes de µrad d'amplitude, signaux en échelon « instantanés » à la période d'acquisition choisie (10 minutes). Ces sauts ont déjà été mentionnés par *Lesage* [1981] qui les interprète comme de légers réajustements du cône dans son trou. Il signale que leur fréquence a diminué au cours du temps et que, n'étant jamais corrélés entre les différentes composantes, ils seront toujours identifiables. Or dans notre cas, nous avons utilisé des installations sur trépied (pour les deux premiers sites en tout cas) et nous nous sommes rapidement rendu compte que ces sauts étaient justement presque toujours corrélés entre les composantes, et donc devaient avoir une source de perturbation commune.

Pour détecter de façon automatique ces événements synchronisés, nous avons mis au point une fonction de calcul simple donnant un signal $S(t)$ unique à partir de plusieurs signaux d'entrée $\alpha_i(t)$ (composante clinométrique). Cette fonction a les caractéristiques suivantes :

- signal plus ou moins plat lorsqu'il n'y a aucun événement particulier ;
- échelon significatif lorsqu'un événement est présent sur plusieurs composantes au même instant, l'amplitude de l'échelon étant maximale lorsque toutes les composantes d'entrée sont affectées.

Plutôt que de faire des tests sur les variations clinométriques qui auraient nécessité l'introduction de paramètres arbitraires (seuils), nous avons calculé l'intégrale du produit des dérivées temporelles de chaque composante ; sur le signal échantillonné, cela correspond à la somme cumulée du produit des différences (Δt = pas d'échantillonnage) :

$$S(t) = \sum_0^t \left(\prod_i \frac{a_{t+1}^i - a_t^i}{\Delta t} \right) . \tag{3.6}$$

Lorsque les variations de signaux sont « normales » (niveau de bruit moyen), le produit des dérivées a une valeur proche de zéro en moyenne et l'intégrale donne un signal à peu près constant. Lorsqu'un événement apparaît sur toutes les composantes, le produit des dérivées augmente fortement et le signal intégré donne un échelon significatif de plusieurs ordres de grandeur supérieur au bruit pendant les périodes « calmes ». L'unité de $S(t)$ n'a pas de sens physique ($\mu rad^3.s^{-3}$ pour 3 composantes) et ne sera jamais représentée sur les graphes ; nous ne nous intéressons ici qu'à la détection temporelle de ces événements. Notons également que la fonction étant basée sur la dérivée à un instant t, elle ne fait pas de distinction entre une impulsion et un échelon.

La fonction a été implantée en routine pour la visualisation des données brutes (voir Annexe A.3). Nous y avons ajouté la possibilité de prendre en compte un signal de contrôle, qui élimine les échelons si l'événement est présent sur l'ensemble des signaux, celui de contrôle inclus. Ceci permet d'éviter que la fonction réagisse à de simples effets électroniques (intervention sur l'alimentation de la station par exemple, qui affecte tous les canaux enregistrés). Le principe est présenté à la Figure 3.10 à partir de signaux simulés.

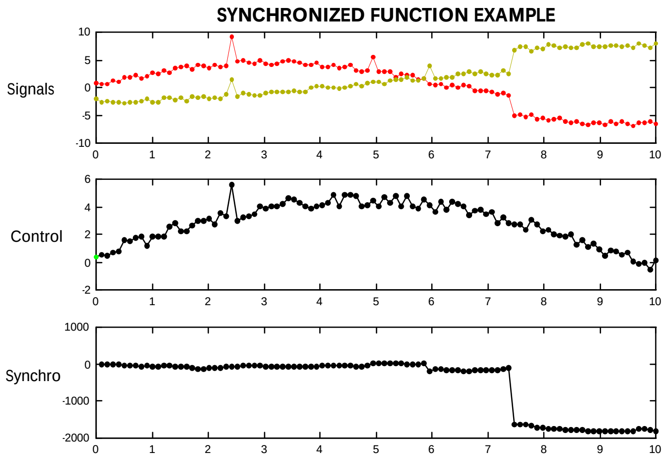


Figure 3.10. Principe de la fonction de détection des événements synchronisés : les 2 signaux de mesure simulés, le signal de contrôle et le résultat du calcul en fonction de l'abscisse *t* (les unités sont toutes arbitraires). Les événements individuels (*t* = 5 et 6) ou existant aussi sur le signal de contrôle (*t* = 2.5) ne produisent pratiquement aucun effet. Seul l'événement en *t* = 7.5, se trouvant sur les 2 signaux en même temps, est significatif et produit un échelon dans la fonction *S*(*t*) « Synchro ».

Nous verrons dans les graphes suivants que cette fonction permet la détection très fine des événements qui auraient été pratiquement invisibles à l'œil.

Première analyse : corrélations avec les nuées ardentes

Sur la Figure 3.11, nous avons représenté deux signaux clinométriques (sites 1 et 2), la fonction de synchronisation correspondante et les nuées ardentes (énergie sismique) pour la période du 23 au 30 novembre 1995. On constate une corrélation entre la plupart des nuées et les échelons mis en évidence par la fonction. Cependant, la corrélation n'est pas toujours présente ; il y a par moment des échelons sans nuées et inversement. Le 23 novembre 1995, environ 10 nuées ardentes ont été émises au sommet. Les 2 inclinomètres montrent des variations importantes quelques heures auparavant, que la fonction de synchronisation révèle par un signal caractéristique environ 2 heures avant les premières nuées.

Ne disposant pas de données pluviométriques à l'époque, nous avons cherché à approfondir cette analyse à partir de l'ensemble des données sismiques du MVO, en recherchant les occurrences à 10 minutes près (pas d'échantillonnage des inclinomètres). Nous avons trouvé deux types de corrélation non systématiques : l'une avec les nuées et l'autre avec certaines avalanches de lave (« guguran »). En revanche, nous n'avons jamais trouvé de corrélation avec les autres types de séismes (MP, VT, LF).

Deuxième analyse : corrélations avec la pluie et les nuées ardentes

Les deux figures suivantes présentent les corrélations entre les inclinomètres, la pluviométrie de la station allemande *Kendil* (installée début 1996 à environ 1 km à l'ouest de *Deles*) et les nuées ardentes répertoriées par le MVO[2].

Figure 3.12 : il a plu environ 100 mm ce jour-là, et cela a commencé clairement avant l'émission des nuées au sommet. Le niveau de pluie à *Kendil* est parfaitement corrélée avec le signal clinométrique. Or, le sismomètre installé à *Deles* n'a signalé de la pluie qu'après les

[2] Cette période correspond malheureusement à un problème sur les systèmes d'acquisition de données. Nous n'avons qu'une seule composante valide et il n'a donc pas été possible de calculer la fonction de synchronisation.

premières nuées, vers 16 h local. Ceci peut être expliqué par le fait que la charge de la pluie induirait des déformations à l'échelle du kilomètre.

Figure 3.13 : la corrélation entre la pluie et le signal clinométrique est évidente sur les 6 jours qui ont précédé les nuées. Chaque pluie est accompagnée d'un petit décrochement toujours vers le bas et plus ou moins proportionnel à la hauteur d'eau (environ 0.5 µrad pour 25 mm). On remarque que pour les 28, 29 et 30 octobre 1995, le signal clinométrique revient bien à son niveau initial en quelques heures, mais pas pour le 31 où il y a clairement une déformation résiduelle d'environ 0.5 µrad. Les premières nuées sont sorties bien avant la pluie du 31 octobre 1996.

Troisième analyse : corrélations avec la pluie

Suite à ces résultats, nous avons installé un pluviomètre à *Deles* en mai 1997. La Figure 3.14a présente les 5 inclinomètres de la station entre le 5 mai et le 19 juin 1997, la fonction de synchronisation correspondante et la pluviométrie. La corrélation des échelons avec la pluie est systématique dans le sens précipitation ⇒ échelon, mais les amplitudes ne semblent pas liées. Il reste en outre des échelons non corrélés qui révèlent d'autres phénomènes inexpliqués. Cette période inclue l'émission de deux nuées ardentes : le 6 mai, jour sans pluie à *Deles*, et le 13 juin, jour de forte pluie.

Un dernier zoom sur la journée du 8 mai 1997 (Figure 3.14b) nous permet de conclure définitivement au lien entre la fonction de synchronisation et les précipitations.

Discussion et conclusions

La pluie a bien un effet mesurable sur les inclinomètres de *Deles*, qui doit correspondre en grande partie aux multiples événements synchronisés que nous avons détectés. Un phénomène semblable avait été noté à la Soufrière de Guadeloupe [*Julien & Bonneton*, 1984]. Cette analyse succincte nous permet d'estimer l'amplitude des inclinaisons du sol dues aux chutes de pluie : environ 0.02 µrad / mm d'eau. Elle nous permet également de supposer que le site a un comportement élastique, que la charge est brutale et que la décharge se fait plus ou moins lentement, probablement suivant l'ensoleillement.

Il semble y avoir un lien entre les fortes pluies sur le flanc et l'émission de nuées ardentes au sommet, mais la corrélation temporelle n'est pas toujours vérifiée. L'explication la plus probable est donc un lien entre les nuées et la pluie au sommet, qu'il faudrait le cas échéant mesurer. L'infiltration d'eau dans les fissures du dôme de lave à haute température peut entraîner des surpressions dues à la vapeur d'eau, ou la perte de cohésion de celui-ci, entraînant à leurs tours des nuées ardentes ou des avalanches gravitaires. Il y a donc un effet de seuil qui expliquerait ce phénomène non systématique. Le volume d'eau tombée multiplié par le temps pourrait alors servir de facteur d'alarme, comme pour la surveillance des lahars.

Sans pouvoir réellement conclure sur l'existence de signaux clinométriques liés aux émissions de nuées au sommet, on peut tout de même affirmer que s'il y en a, ils ne semblent pas précurseurs et dans tous les cas, sont de très faible amplitude. L'éruption spectaculaire du 17 janvier 1997 n'a pas été détectée sur les inclinomètres de *Deles*, alors qu'elle a pulvérisé au moins 1 million de m^3 du dôme (voir Figure 1.6, Chapitre 1 et Figure 4 de l'article *JGR*, p 145).

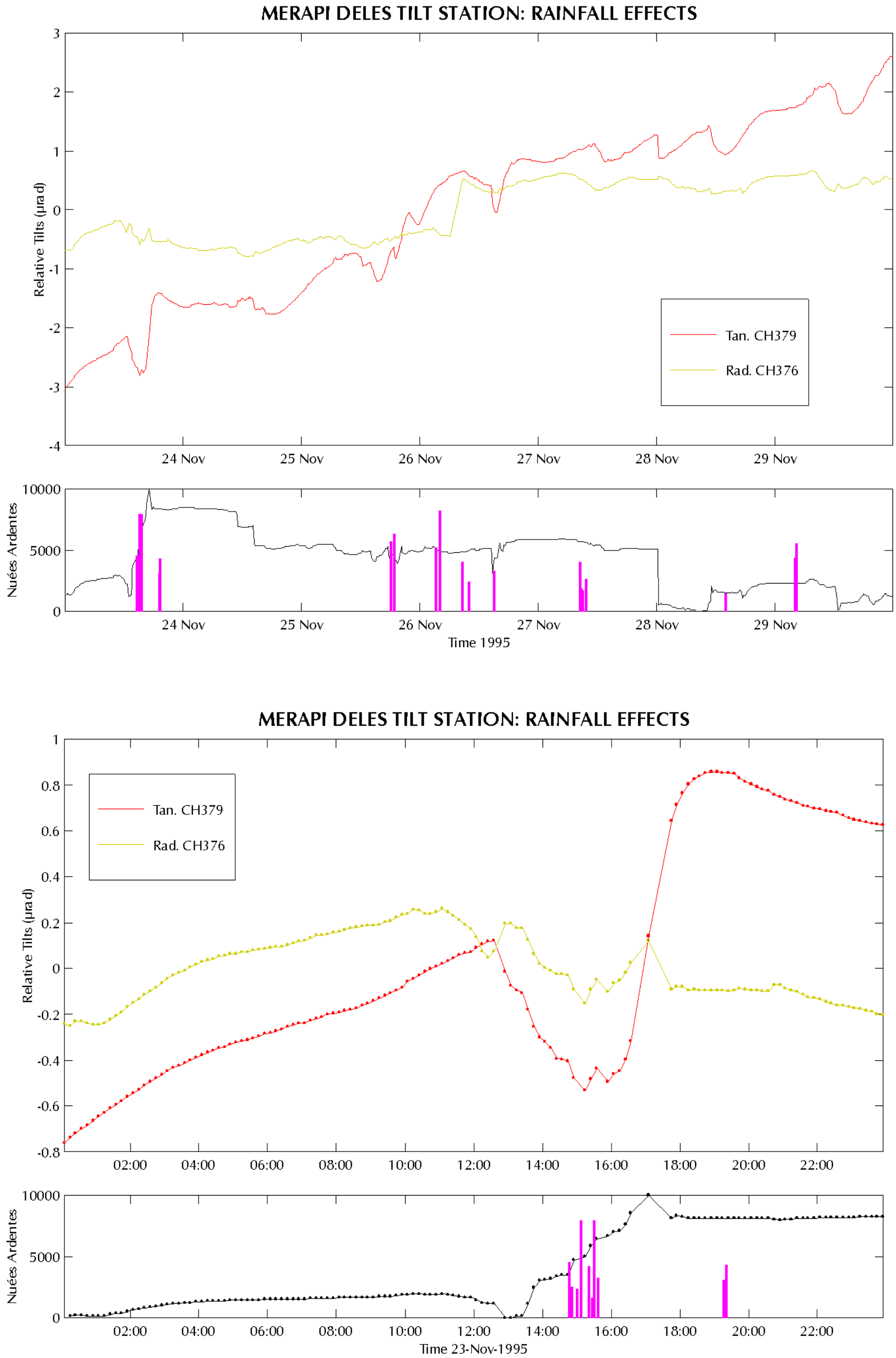


Figure 3.11. Signaux clinométriques de *Deles* (sur sites 1 et 2), fonction de synchronisation (courbe du bas) et énergie des nuées ardentes émises au sommet (barres). *(a)* Du 23 au 30 novembre 1995 : plusieurs corrélations apparaissent clairement, mais certains échelons significatifs ne coïncident pas avec une nuée. *(b)* Le 23 novembre 1995 : on remarque un échelon significatif environ 2 heures avant les premières nuées.

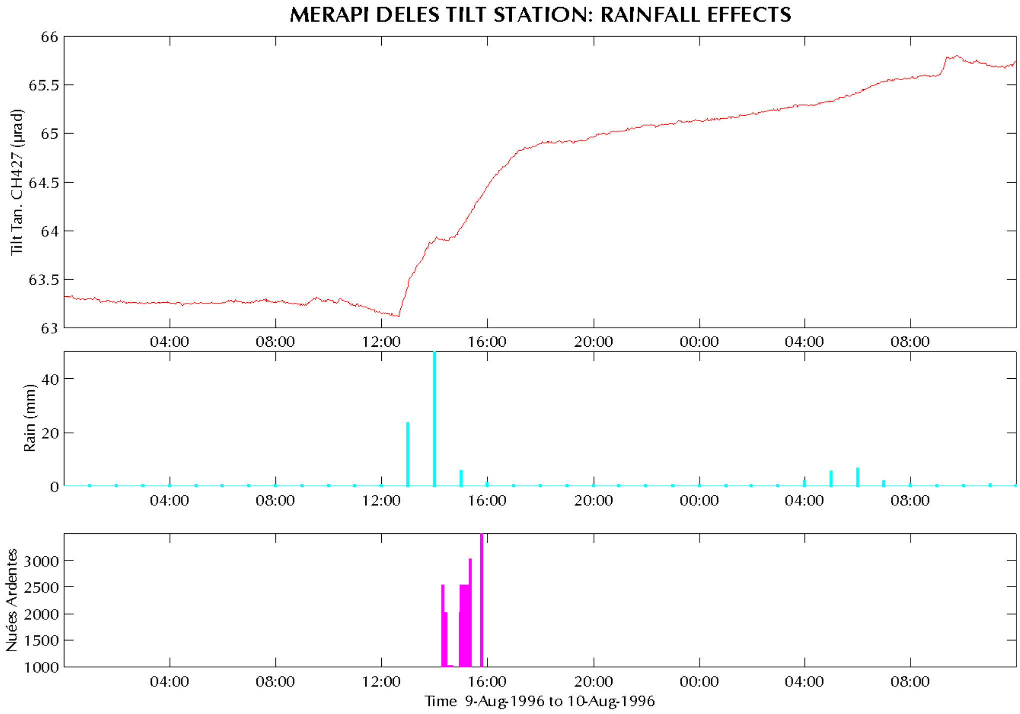


Figure 3.12. Signal clinométrique tangentiel entre les 9 et 10 août 1996, pluie à *Kendil* (à 1 km de *Deles*) et distance parcourue par les nuées ardentes.

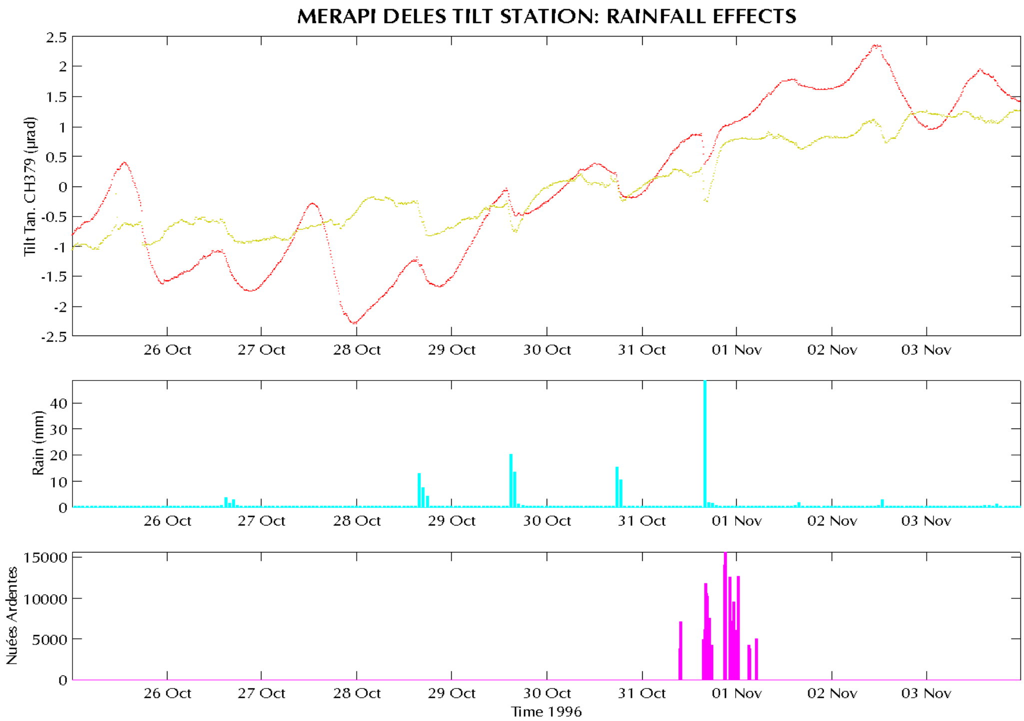
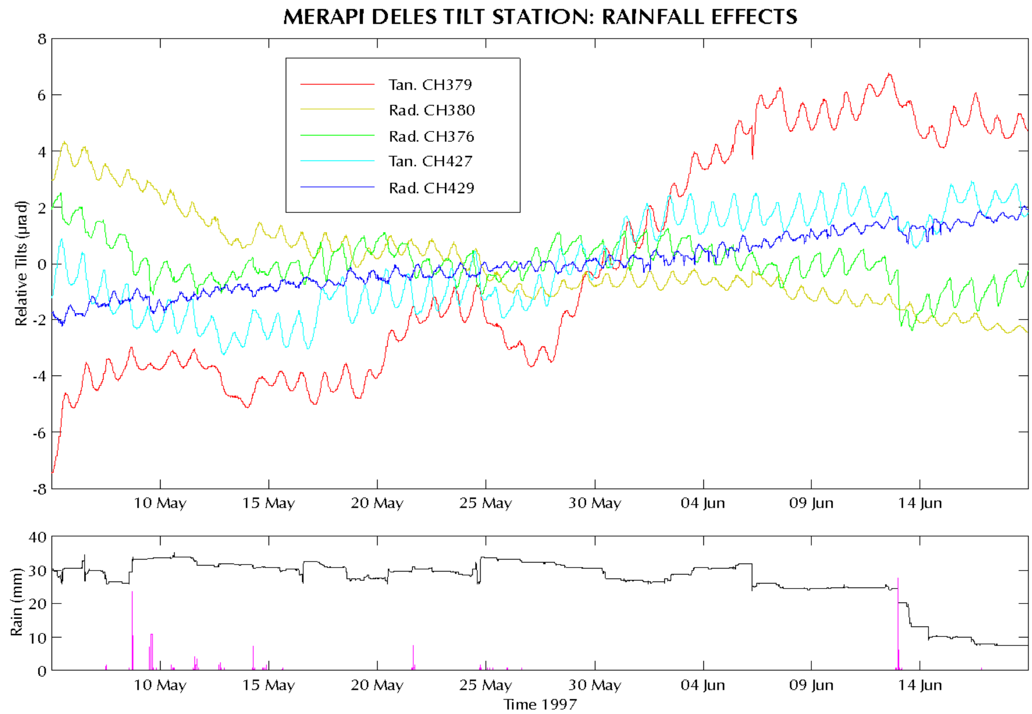


Figure 3.13. Signal clinométrique tangentiel brut et corrigé des effets de température entre le 25 octobre et le 3 novembre 1996, pluie à *Kendil* et énergie des nuées ardentes.



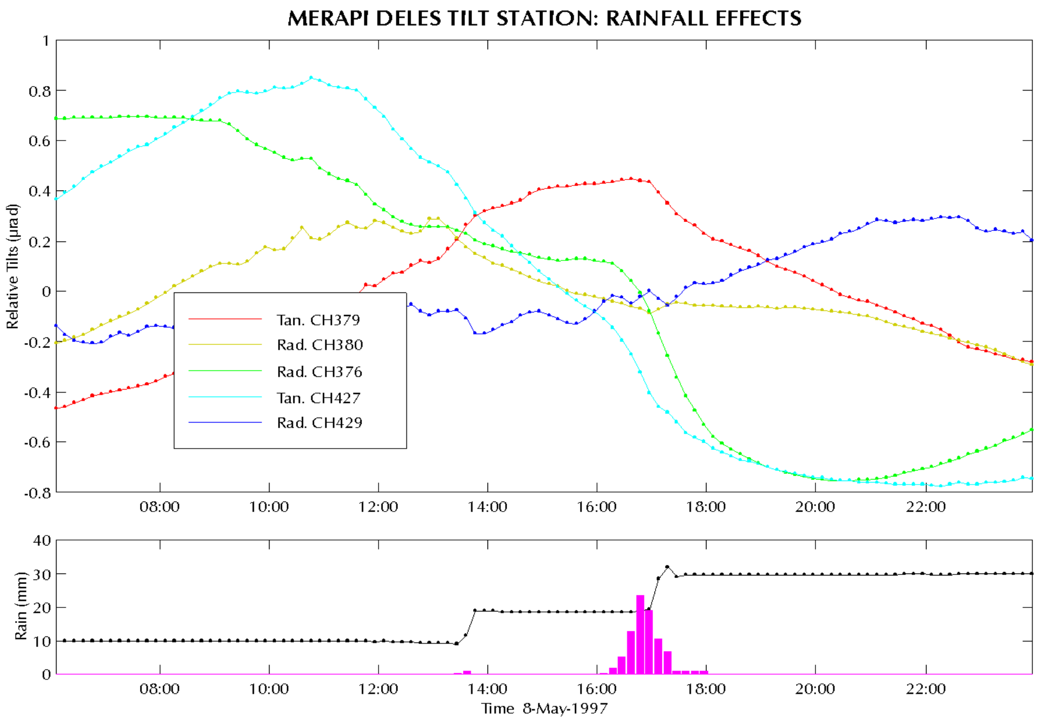


Figure 3.14. Signaux clinométriques de *Deles* (sites 1, 2 et 3), fonction de synchronisation calculée sur les 5 composantes et niveau de précipitation à la station. *(a)* du 5 mai au 19 juin 1997 : la pluie correspond toujours à un petit échelon mais l'inverse n'est pas vrai. Signalons qu'au cours de cette période, il y a eu 2 nuées ardentes : le 6 mai et le 13 juin. *(b)* Le 8 mai 1997 : les deux épisodes de pluie ont provoqué un signal de même amplitude, alors que la quantité d'eau est très différente dans les deux cas.

3.2.4 Validation des composantes : effets de site

La station de *Deles*, située à 3 km du sommet, doit permettre la mesure de petites déformations dues à des effets de source profonde. Il faut s'assurer que les instruments ont un couplage parfait avec le sol et qu'ils mesurent l'inclinaison intégrée de toute la surface du site. Pour valider nos mesures, nous avons installé sur un même site plusieurs composantes redondantes en direction, mais découplées électriquement et éloignées les unes des autres d'une dizaine de mètres.

La Figure 3.15 présente les signaux de 4 composantes corrigés des effets de température — nous avons exclu le radial **CH380** — de novembre 1996 à décembre 1997. Les deux composantes tangentielles (sites 1 et 3, distance 10 m) montrent un signal très semblable à moyen et long terme (périodes supérieures à 1 mois) ; l'écart type sur la moyenne des 2 signaux est de l'ordre de 0.5 μrad. Les 2 composantes radiales (sites 2 et 3, distance 30 m) sont plus dispersées pour les périodes inférieures à 2 mois, mais la tendance à long terme est cohérente. L'écart type moyen est de l'ordre de 1 μrad. Nous avons prouvé précédemment que le couplage des inclinomètres avec le sol était correct. Ces écarts correspondent donc à des effets de site soit d'origine thermique (partie non linéaire des perturbations, résiduelle après la correction appliquée) ; soit dues aux effets topographiques qui induiraient des gradients de déformation à l'échelle de la dizaine de mètres.

En considérant ces effets de site comme du bruit, nous pouvons considérer l'écart type entre deux composantes de même direction comme représentative de l'incertitude sur notre mesure d'inclinaison relative du site. La valeur de l'inclinaison relative étant estimée par la moyenne des deux composantes[3].

Pour représenter l'inclinaison résultante du site de *Deles*, nous avons tracé la trajectoire du vecteur clinométrique moyen (encart de la Figure 3.15). Celle-ci montre une légère déflation (en direction du sommet, nord-ouest) puis un large mouvement pratiquement linéaire vers le nord-est (direction tangentielle).

Au Chapitre 4, nous nous intéresserons à la période encadrée par les deux campagnes GPS novembre 1996 et mars 1997 ; nous pouvons calculer la variation d'inclinaison par la moyenne et l'écart type de chaque composante sur les deux intervalles de temps donnés par la durée des missions GPS (voir Tableau 3.5 et Tableau 3.6 et la Figure 4 de l'article *J.G.R.*) : **11.1 ± 0.7 μrad** dans la direction tangentielle (N120°W) et **0.9 ± 0.4 μrad** dans la direction radiale (N30°W).

[3] Lorsque l'on possède deux signaux bruités contenant un « mode commun » : $S_1 = S_0 + N_1$ et $S_2 = S_0 + N_2$, le signal différentiel peut être obtenu sans *a priori* sur S_0 par $S_2 - S_1 = N_2 - N_1$, alors que le mode commun S_0 ne peut être estimé que par la moyenne $(S_1 + S_2)/2 = S_0 + (N_1 + N_2)/2$, ce qui permet au mieux, si N_1 et N_2 sont parfaitement décorrélés, une atténuation quadratique du bruit.

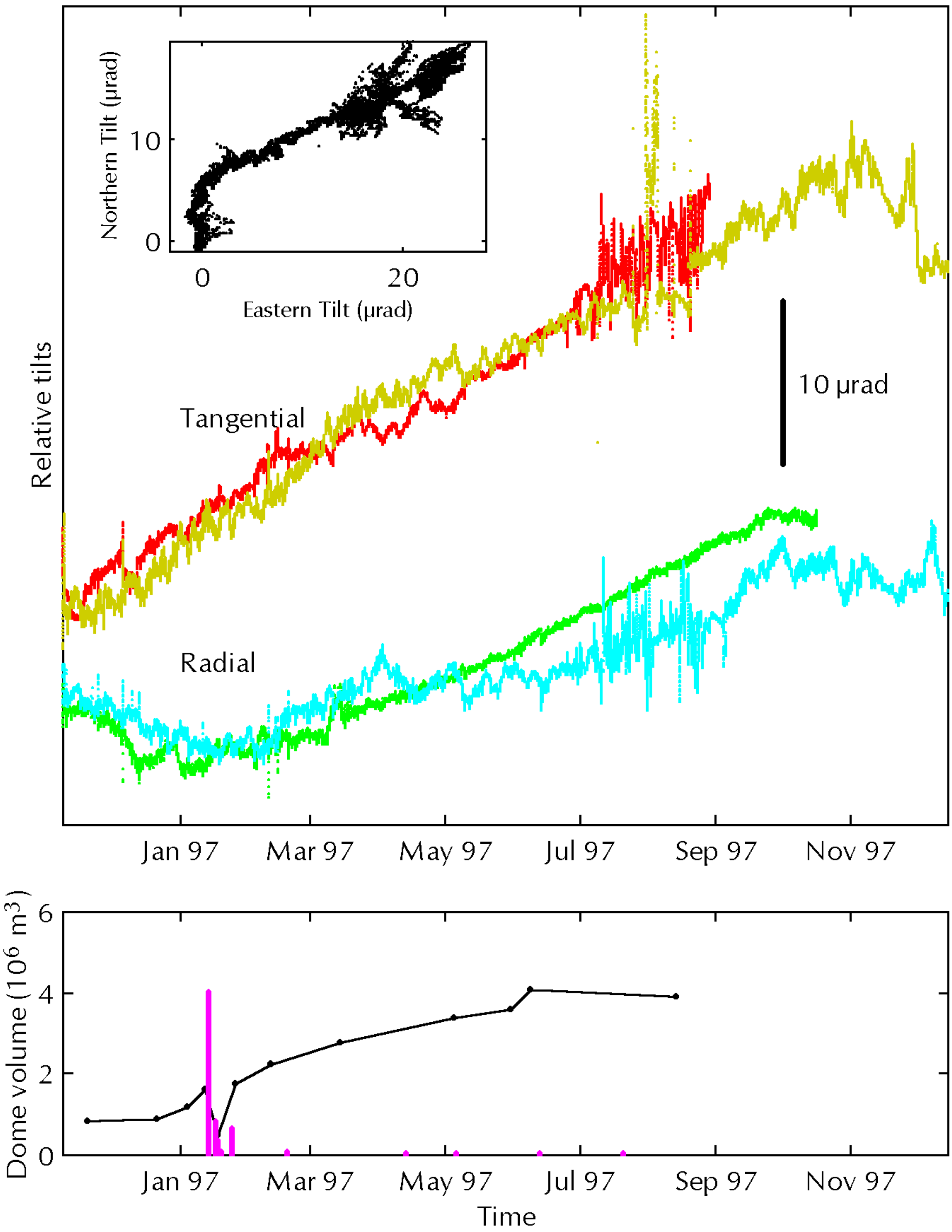


Figure 3.15. Validation des composantes clinométriques tangentielles et radiales au site de *Deles*, de novembre 1996 à décembre 1997 : les 2 composantes tangentielles (sites 1 et 3) montrent des variations semblables, ainsi que les 2 composantes radiales (sites 2 et 3). L'encart représente la trajectoire du vecteur clinométrique moyen dans un repère géographique. Sur le graphe du bas sont représentés le volume du dôme de lave (courbe) et l'occurrence des nuées ardentes (barres) [source *MVO*, 1997].

3.3 Intégration des mesures sommitales

L'objet de ce paragraphe est de comparer les différentes observations réalisées au sommet. Nous disposons, en plus du réseau de 9 points GPS, d'une mesure extensométrique sur la fracture *Lava 57* entre novembre 1994 et juin 1995, de deux mesures extensométriques sur la fracture *Lava 56* sur toute la période 1993 - 1997 et enfin deux mesures clinométriques d'avril 1996 à mars 1997 (pour la localisation des points, se reporter à la Figure 3.4).

3.3.1 Validation des mesures clinométriques et GPS

Les deux inclinomètres sont installés près du point GPS **LIL**, dans la direction radiale au bord du cratère principal, c'est-à-dire environ N60°E. Cette direction correspond à peu près à celle formée par les deux points **LIL** et **LUL**. À partir des vecteurs déplacements relatifs, nous avons calculé les variations d'inclinaison entre ces deux repères distants de 70 m, de 1993 à 1997. La Figure 3.16 présente ce résultat avec les signaux clinométriques mesurés. Les incertitudes sur les inclinaisons GPS sont assez fortes (± 200 µrad), en raison de l'erreur importante sur la composante verticale des déplacements. On remarque cependant une bonne cohérence entre les données : inflation de 1995 à 1996 et déflation jusqu'en mars 1997.

Ceci nous permet de conclure que les deux inclinomètres, malgré le bruit important sur les signaux, sont bien couplés avec le sol. Ils mesurent l'inclinaison d'un bloc se comportant de façon rigide, et de grandeur caractéristique au moins égale à 70 m.

3.3.2 Validation des mesures extensométriques et GPS

Fracture Lava 57

Les repères GPS les plus proches encadrant cette fracture sont : **NTR** à l'ouest, **NUR** et **LIL** à l'est. La fracture est orientée N130°E et la mesure a été faite dans le sens radial, c'est-à-dire N40°E. En calculant la projection des déplacements GPS dans cette direction, sur la période septembre 1994 à septembre 1995, on trouve : **NTR** - **NUR** = +21 ± 18 mm et **NTR** - **LIL** = +25 ± 18 mm. L'extensomètre a mesuré un écartement de +2.5 ± 0.5 mm sur la moitié de la période considérée. Les deux types de mesure sont donc assez cohérents si l'on en croit les incertitudes. Cependant, les erreurs GPS provenant de la compensation de l'ensemble du réseau par rapport à un point de référence lointain, on peut les considérer légèrement surrestimées lorsqu'on ne s'intéresse qu'aux déplacements relatifs sur une distance aussi courte (environ 100 m). La discordance pourrait alors être expliquée par plusieurs hypothèses :

- la fracture s'est ouverte au cours du mois qui a précédé la mise en route de l'instrument, c'est à dire juste avant l'éruption du 22 novembre 1994 ;
- cette fracture est une discontinuité mineure du sommet. Elle serait peu profonde et la déformation observée par le GPS serait concentrée plutôt sur la fracture quasi parallèle qui traverse le cratère principal et sépare les zones 1 et 2 que nous avons définies précédemment.

Fracture Lava 56

Cette fracture est orientée N80°E et la mesure sur les deux extensomètres a été faite dans le sens radial, c'est-à-dire N10°W. Les repères GPS les plus proches encadrant cette fracture sont **LIL** au nord et **PUN** au sud. Nous avons représenté Figure 3.17 les deux signaux

extensométriques filtrés (moyennes journalières), ainsi que les déplacements relatifs GPS projetés dans la direction radiale, sur la période 1993 - 1997. Les deux extensomètres montrent des signaux compatibles à long terme, mais avec d'importantes différences à l'échelle de quelques mois. On estime ainsi l'erreur moyenne sur la mesure à environ 5 mm.

Les variations **LIL** - **PUN** dépassent largement celles des extensomètres. Pour tenter de comprendre ces écarts, nous avons calculé les ouvertures entre deux autres points un peu plus éloignés : **LUL** et **MAR**, ainsi que les ouvertures croisées **LIL** - **MAR** et **LUL** - **PUN**. L'écartement **LUL** - **MAR** (à l'est de la fracture) est pratiquement insignifiant, alors que **LIL** - **MAR** montre une variation environ moitiée de celle de **LIL** - **PUN**. Le signal le plus compatible avec les extensomètres est l'écartement **LUL** - **PUN**. Ces résultats nous permettent de discuter certaines caractéristiques de la fracture :

- la dislocation en bordure du cratère est importante. Il y a donc bien une fracture à cette endroit mais nos extensomètres n'en mesurent qu'une faible partie. Il est donc probable que l'émergence de cette fracture en surface soit diffuse et ne se localise pas uniquement sur la lèvre de 20 cm que nous avons repérée et instrumentée ;
- la fracture a bien une extrémité à l'est, les points « éloignés » ne montrant aucun écartement. Cette limite est compatible avec celle estimée par le MVO.

En conclusion, nous pouvons dire que les extensomètres et inclinomètres du sommet ont permis, en étant couplés avec les mesures GPS, de préciser les comportements de la roche sur une surface d'environ 100 m × 100 m. Cependant, les mesures extensométriques sont beaucoup trop locales et nécessiteraient des bases plus longues pour décrire convenablement les dislocations.

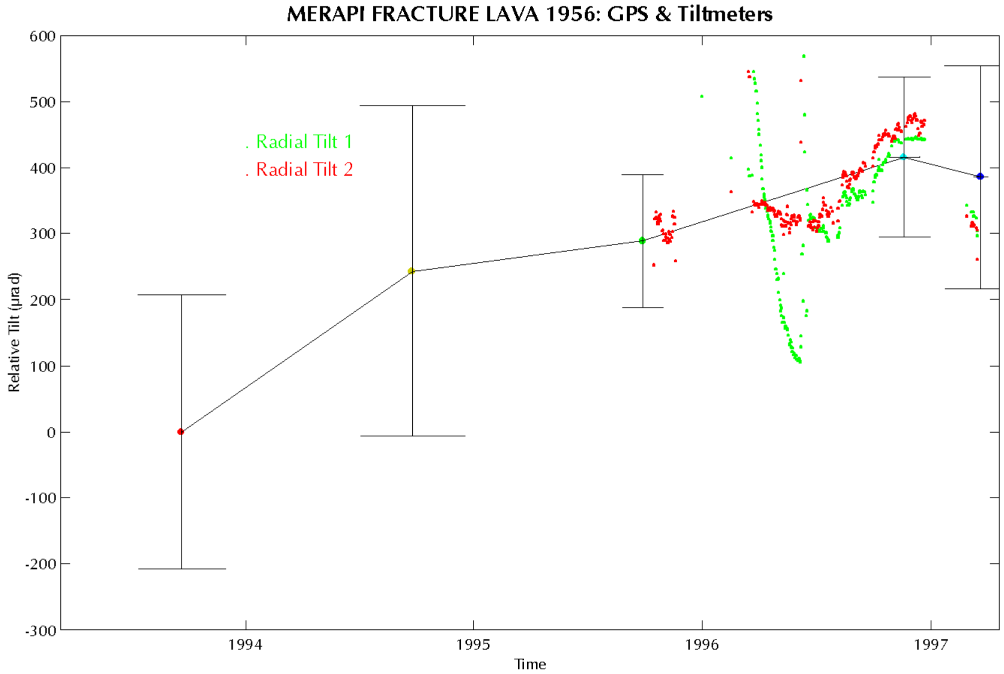


Figure 3.16. Comparaison des signaux clinométriques (2 composantes radiales LEAS) et des inclinaisons calculées à partir des variations d'élévation GPS entre les repères **LIL** et **LUL**, sur la période 1993 - 1997. Les barres d'erreur correspondent à un écart type.

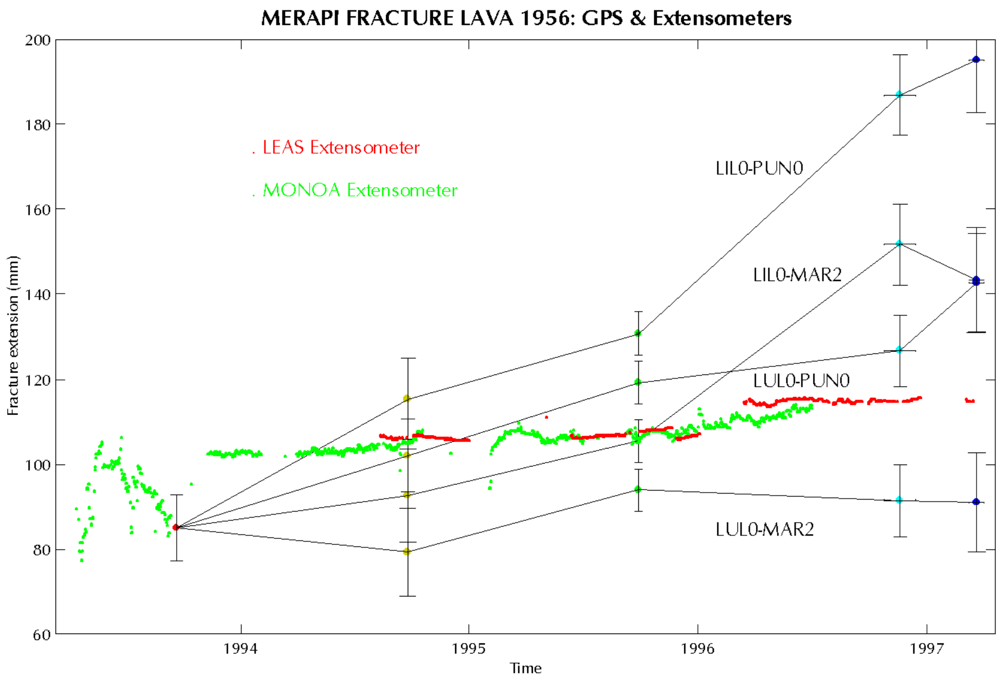
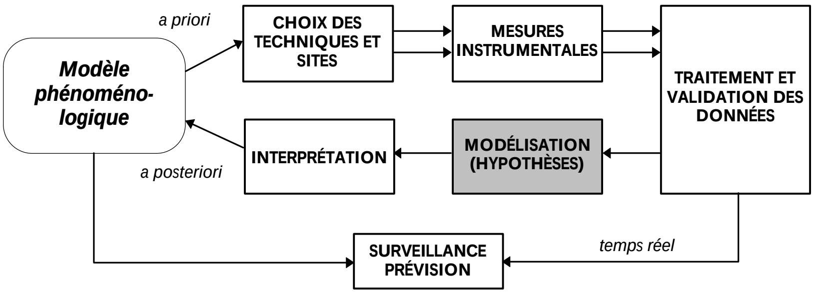


Figure 3.17. Comparaison des signaux extensométriques (LEAS et MONOA) de la fracture *Lava 56* et des variations de distances GPS entre les 4 repères **PUN**, **LIL**, **MAR** et **LUL**, situés de part et d'autre de la fracture (voir Figure 3.4 pour la localisation des repères), sur la période 1993 – 1997. Les barres d'erreur correspondent à un écart type.

4. Modélisation



4. Modélisation

Résumé. Pour rendre compte de l'évolution du champ de déformation observé sur le Merapi, nous utilisons un code basé sur la méthode mixte des éléments frontières, permettant de prendre en compte la topographie tridimensionnelle et les principales discontinuités de l'édifice. Le champ de déformation lointain (1996 – 1997) est modélisé par une source profonde dont nous déterminons la position et la variation de volume. Le champ de déformation proche (1993 –1997) nous permet de déterminer les variations de pression et de frottement axial sur les parois du conduit magmatique.

4.1 Choix d un modèle

4.1.1 Bref aperçu des modèles existants

La plupart des modèles utilisés pour rendre compte des déplacements observés sur les volcans supposent un milieu semi-infini, élastique et homogène. Le volcan est alors considéré dans un état statique modifié par une perturbation. Ceci permet, pour une structure donnée, de négliger le poids des terrains et l'état initial de contraintes du massif. La source de perturbation est souvent modélisée par une surpression dans un réservoir magmatique de géométrie simple (point, sphère, ellipsoïde, plan...) ou par la dislocation d'une fracture plane simulant une éruption fissurale [*Mogi*, 1958 ; *McTigue*, 1987 ; *Dieterich & Decker*, 1975 ; *Pollard et al.*, 1983 ; *Okada*, 1985]. Ce type de modèle est compatible avec de forts déplacements (de l'ordre du mètre) et une source suffisamment profonde pour que les effets de formes puissent être négligés. Les sources de perturbation ont ainsi été localisées et déterminées sur une douzaine de volcans actifs [*Dvorak & Dzurisin*, 1997], essentiellement avec les modèles de *Mogi* [1958] (point source) et d'*Okada* [1985] (fracture). En revanche, ces approximations sur la source et le milieu, en négligeant leurs complexités, limitent considérablement notre interprétation des phénomènes volcaniques.

Milieu discontinu

Les surpressions calculées avec un milieu parfaitement continu sont en général irréalistes. Des modèles de source non uniforme ont été tentés pour « résoudre » ce problème [*Yokohama*, 1971], mais ce sont en fait les discontinuités telles que des fractures qui semblent jouer un rôle fondamental dans le champ de déformation [*Pollard et al.*, 1983 ; *Sassi*, 1986 ; *De Natale & Pingue*, 1991 ; 1993]. Celles-ci amplifient ou atténuent les déplacements en surface au moins autant sinon plus que la géométrie de la source.

La prise en compte de nombreuses discontinuités a permis de modéliser le glissement de terrain survenu lors de l'éruption du Mont St-Helens par une méthode de blocs disjoints [*Paul*, 1986 ; *Paul et al.*, 1987].

Sources multiples

Les sources de perturbation ne sont pas uniques. Sur les volcans basaltiques par exemple, le magma, en se frayant un chemin vers la surface, peut s'introduire dans un réseau complexe de fractures, exerçant des pressions différentes sur chacune d'elles et créant de nouvelles géométries par fracturation. Sur les volcans à lave plus visqueuse, les frottements du magma sur les parois du conduit provoquent des déformations importantes, reliées aux variations de flux de sortie du magma. La fragmentation (dépressurisation du magma entraînant son dégazage progressif lors de son ascension) suscite également de fortes pressions dans le conduit. En outre, la présence d'un dôme de lave induit une surpression dans le conduit magmatique, reliée à la densité et à la hauteur de ce dôme. Tous ces phénomènes viennent s'ajouter aux variations de pression dans la chambre. Même dans un calcul élasto-statique, le modèle utilisé doit donc prendre en compte l'ensemble des géométries impliquées (chambre, conduit et fractures), de façon à ne pas négliger leur interaction mutuelle[1].

Pour modéliser l'évolution des structures (fracturation par exemple), *Cayol & Cornet* [1998a] ont montré que la prise en compte du champ de contrainte initial du massif (poids des terrain, histoire de la formation du volcan) était indispensable.

Enfin, *Bonafede* [1990] a montré que la migration d'eau chaude dans un milieu poro-élastique continu entraînait des déformations par dilatation thermique du même ordre de grandeur que celles induites par des variations de pression dans la chambre. Ceci soulève donc une question fondamentale : la modélisation des déformations ne semble pas permettre de résoudre l'origine (magmatique ou phréatique) de la source.

Topographie tridimensionnelle

Les édifices volcaniques sont généralement assez proéminents (3000 m d'altitude en moyenne pour les volcans de Java), et seuls les volcans très jeunes ou n'ayant jamais connu d'éruptions catastrophiques ont une symétrie axiale permettant une approche à deux dimensions. Les erreurs faites par l'approximation plane (½ espace) lors de l'interprétation des déplacements de surface ont été étudiées par *McTigue & Segall* [1988] pour les ridges, puis *Cayol* [1996] et *Cayol & Cornet* [1998b] pour les volcans. Ces auteurs ont montré que l'effet de la topographie était important et que sa négligence pouvait conduire à une surestimation de la variation de volume dans la chambre de 50% pour des pentes de 30°.

Nous avons vu aux Chapitres 1 et 3 l'aspect hautement asymétrique du Merapi à toutes les échelles spatiales (voir Figures 3.2 et 3.3) : sa pente moyenne de 30° sur les flancs, jusqu'à plus de 50° près du sommet et la topographie sommitale réellement tridimensionnelle.

Le Tableau 4.1 présente une synthèse des différents modèles de déformations existants : milieux considérés, géométries et types de source de perturbation, solutions et références bibliographiques des principales applications.

Le succès des modèles simples comme celui proposé par *Mogi* tient d'une part, à leur facilité de mise en œuvre, et, d'autre part, à leur capacité à rendre compte des champs de déplacements observés dans beaucoup de cas. Cependant, suite aux trop fortes simplifications sur la topographie et la source de perturbation, et même si le milieu considéré peut effectivement être considéré continu, ces modèles ne permettent pas une estimation correcte de la position de la

[1] Le principe de superposition de solutions élémentaires ne peut être appliqué que si les différentes sources sont suffisamment éloignées les unes des autres (en élasticité linéaire, environ 3 fois leurs dimensions caractéristiques).

source, de la variation de volume ou de pression mise en jeu. S'ils permettent de trancher qualitativement sur l'évolution de l'activité volcanique (inflation ou déflation ?), ils ne sont d'aucune utilité pour la détermination de la structure ou des volumes de magma mis en jeu. Pour interpréter les mesures de déformation de façon quantitative sur le Merapi, il nous faut résolument nous diriger vers un modèle tridimensionnel permettant l'introduction de plusieurs sources de perturbation et de géométries complexes.

Tableau 4.1. Synthèse des principaux modèles de déformations utilisés en volcanologie.

Milieu	**Source**		**Solution**	**Références**
	Géométrie	**Perturbation**		
½ espace élastique homogène	point / sphère	ΔP	analytique 2D (symétrie axiale)	*Anderson* [1936] ; *Mogi* [1958] ; *McTigue* [1987]
½ espace élastique homogène	ellipsoïde	ΔP	analytique 3D	*Davis* [1986]
½ espace élastique homogène	plan	$\Delta \mathbf{u}$	analytique 3D	*Okada* [1985, 1992]
½ espace élastique homogène	quelconque	ΔP	éléments finis 2D (symétrie axiale)	*Dieterich & Decker* [1975]; *Pollard et al.* [1983]
½ espace élastique homogène	quelconque	ΔP, $\Delta \mathbf{u}$	discontinuités de déplacement 3D	*Sun* [1969] ; *Li* [1997]
élastique poreux	sphère	ΔP, ΔT	analytique 1D	*Bonafede* [1990]
½ espace et espace élastique homogène	quelconque	ΔP, $\Delta \mathbf{u}$	discontinuités de déplacement 2D	*Crouch* [1976] ; *Cornet* [1980] *De Natale & Pingue* [1993]
hétérogène (blocs rigides disjoints)	quelconque	g, P, T	numérique 2D	*Paul et al.* [1987]
élastique homogène discontinu	quelconque	$\Delta \boldsymbol{\sigma}$	éléments frontières mixtes 3D	*Cayol* [1996] ; *Cayol & Cornet* [1997, 1998a, b]

P = pression, $\boldsymbol{\sigma}$ = vecteur contrainte, $\mathbf{u}$ = vecteur déplacement, g = pesanteur, T = température.

4.1.2 La méthode mixte d éléments frontières (MBEM)

Les éléments frontières sont parfaitement adaptés pour modéliser des perturbations dans un milieu 3D. Par rapport aux éléments finis 3D, numériquement lourds à gérer en raison du grand nombre d'éléments et d'un maillage complexe, les éléments frontières permettent de ne discrétiser que les discontinuités : surfaces et fractures libres sur lesquelles on veut calculer les déplacements, réservoir ou dike sur lesquels on appliquera une contrainte (conditions aux frontières du problème). Le reste du milieu n'a pas besoin d'être discrétisé. Ainsi, une modification de la structure (propagation d'une fracture par exemple) ne nécessite qu'un remaillage des frontières concernées, alors qu'en éléments finis, une nouvelle matrice complète doit être construite.

La méthode mixte des éléments frontières a été développée par *Cayol & Cornet* [1997]. Nous n'en décrivons ici que les principes. Elle se base sur la combinaison de deux méthodes d'éléments frontières : la méthode Directe [*Rizzo*, 1967], et la méthode des Discontinuités de Déplacements (DD) [*Crouch*, 1976]

Méthode Directe

La méthode directe est fondée sur le problème de Kelvin permettant le calcul des déplacements dans un milieu élastique infini, induits par une charge unitaire en un point. On utilise alors le théorème de réciprocité de Betti :

$$\int_{\Gamma}\left(\mathbf{u}^1\mathbf{p}^2 - \mathbf{u}^2\mathbf{p}^1\right)d\Gamma = 0 \quad , \tag{4.1}$$

où **u** et **p** sont les vecteurs de déplacements et de contraintes sur une surface fermée Γ ; les exposants correspondent (1) au problème cherché et (2) au problème de Kelvin. La surface Γ est discrétisée en N éléments triangulaires plans définis chacun par trois points (éléments linéaires), au total N_L noeuds. En appliquant successivement la force unitaire sur chacun des noeuds, et puisque le vecteur déplacement est unique pour un noeud donné, on forme le système :

$$\mathbf{H\ U} = \mathbf{F} \tag{4.2}$$

où **H** est la matrice des coefficients d'influence $3N_L \times 3N_L$, **U** est le vecteur des $3N_L$ déplacements inconnus, et **F** est le vecteur des forces appliquées ($3N_L$ composantes). Les déplacements aux autres points du milieu sont alors calculés par l'identité de Somigliana, et les contraintes sont obtenues par différentiation (donnant les déformations), puis en appliquant la loi de Hooke.

Méthode des Discontinuités de Déplacements (DD)

La méthode des DD est basée sur la solution analytique du problème d'un élément plan dans un espace infini, se déplaçant symétriquement de part et d'autre de sa position initiale :

$$\begin{cases}\mathbf{d}^e = \mathbf{u}^{e+} - \mathbf{u}^{e-}\\ \mathbf{p}^{e+} = -\mathbf{p}^{e-}\end{cases} , \tag{4.3}$$

où $\mathbf{d}^e$ est la DD, $\mathbf{u}^e$ les déplacements et $\mathbf{p}^e$ les contraintes sur chacune des faces + et – de l'élément *e*. La surface considérée Γ, de géométrie quelconque, est discrétisée en N_F éléments constants dont les centroïdes sont représentatifs de la DD. On exprime les déplacements et les contraintes en un point y de l'espace en utilisant le principe de superposition de l'élasticité linéaire (intégrale sur la surface Γ). Les amplitudes de chaque DD sont alors ajustées pour que les contraintes égalent les conditions aux frontières du problème. On résout le système :

$$\mathbf{P} = \mathbf{B\ D} \tag{4.4}$$

où **P** est le vecteur des $3N_F$ contraintes, **B** est la matrice des coefficients d'influence et **D** est le vecteur des $3N_F$ DD. Enfin, les déplacements et les contraintes sont recalculées en injectant les valeurs des amplitudes de chaque DD.

La méthode Directe est bien adaptée aux structures massives (surfaces fermées), alors que la méthode des DDs est plus performante pour les discontinuités telles que des fractures, car il n'est pas nécessaire de discrétiser les deux cotés de celles-ci. La combinaison des deux méthodes a été réalisée en intégrant les conditions aux frontières de la méthode des DDs aux équations de la méthode Directe.

Soit un milieu élastique Ω de frontière lointaines Γ_l, des structures massives de surfaces Γ_m dicrétisées en N_M éléments linéaires comprenant N_L noeuds, et des fractures Γ_f discrétisées en N_F éléments constants (Figure 4.1). Si une fracture présente une intersection avec une structure massive, tous les éléments de la structure massive adjacents à la fracture sont considérés constants. En outre, la surface du sol est complétée par une surface virtuelle Γ_v de façon à la rendre fermée. On résout alors le système d'équations

$$\mathbf{L\ X} = \mathbf{R}\ , \tag{4.5}$$

où **L** est la matrice des coefficients d'influence, $\mathbf{X} = \{\mathbf{u}^1..\mathbf{u}^{N_L}\ \mathbf{d}^1..\mathbf{d}^{N_F}\}^T$ représente les $3(N_L + N_F)$ inconnues (déplacements et DDs) aux frontières, et **R** est le vecteur des conditions aux frontières. Les déplacements et les contraintes en un point du domaine peuvent ensuite être calculés comme pour la méthode Directe.

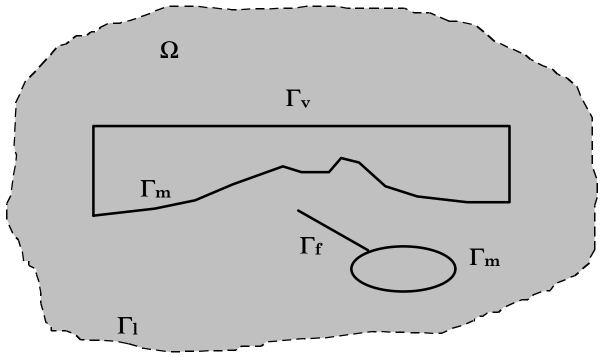


Figure 4.1. Représentation schématique 2D des frontières intervenant dans la méthode MBEM : frontière lointaine Γ_l, structures massives Γ_m (réservoir, surface du sol complétée par la surface virtuelle Γ_v) et fracture Γ_f [d'après *Cayol & Cornet*, 1997].

Cette méthode a été implantée en modifiant un code basé sur la méthode Directe *COMPUTE^{3D}* [*Curran et al.*, 1992]. Les formats de fichiers définissant les éléments du maillage ont été conservés, ce qui permet l'utilisation du logiciel *EXAMINE^{3D}* pour la construction et la visualisation des géométries. Chaque structure (massive ou fracture) comportant des conditions aux frontières différentes doivent être définies séparément. Dans la version actuelle du programme, les conditions aux frontières sont définies en contrainte uniquement ; les conditions en déplacements n'ont pas encore été programmées. De même, le frottement sur les fractures n'est pas pris en compte. Les bords de fractures peuvent donc s'interpénétrer (DD négative). Ce modèle est compatible soit avec des fractures en ouverture, soit celles-ci sont initialement ouvertes (c'est le cas en surface en tout cas) et subissent alors une fermeture relative.

Le programme requiert un important volume de mémoire pour résoudre le système défini par l'équation (4.5). Pour un problème donné, la taille de la matrice à mémoriser est donnée par $N^2 \times 4$ octets, où $N = 3(N_L + N_F)$ est le nombre de points de calcul. Ceci permet de définir le nombre maximum d'éléments permis par une taille mémoire donnée sur un ordinateur. À titre d'exemple, une station avec 500 Mo de RAM permet de résoudre un problème comprenant 3726 points de calcul.

Les effets de maillage triangulaire ont été discutés dans la thèse de *Cayol* [1996]. Pour éviter les effets de bords de la surface, les éléments doivent s'étendre environ jusqu'à 3 fois la taille de la zone perturbée ou sur laquelle on veut calculer les déplacements. Étant limité par la mémoire, on est rapidement obligé de réaliser un maillage progressif, avec de petits éléments aux zones étudiées, et de larges éléments en bordure. Ceci est fait de façon automatique à partir d'un Modèle Numérique de Terrain par le programme *MNTEX3* [*Cayol*, 1997].

4.1.3 Modèles numériques de terrain

Pour prendre en compte la topographie tridimensionnelle dans nos modèles, nous avons besoin d'un modèle numérique de terrain (MNT), description quantitative de la géométrie de surface de l'édifice. Trois sources de données ont été nécessaires pour ce travail :

- un MNT calculé à partir de 2 images *SPOT* de 1987 [*Istar*, 1993], couvrant une surface de 50 × 50 km (Merapi, Merbabu, Sundoro et Sumbing) avec une résolution de 20 m. Ce

modèle présente deux larges trous de données en raison d'importants nuages couvrant la zone sommitale et tout le flanc sud-ouest. Il a donc fallu le compléter en incluant d'autres types de données altimétriques de terrain [*Jousset*, 1996]. En outre, les vallées fortement encaissées des flancs du volcan ne sont pas correctement reproduites à cause de l'angle zénithal trop faible du soleil au moment des prises de vue : la vallée près de la station clinométrique *Deles*, par exemple, apparaissait pratiquement plate ;

- une carte régionale au 1:50 000 construite à partir de photos aériennes de 1944 par l'armée américaine [*Cincusaparac*, 1964]. Les courbes de niveau de la zone de *Deles* (2 × 2 km) ont été numérisées « à la main », intégrées au MNT *SPOT* puis le tout a été interpolé pour former un nouveau MNT à 20 m ;
- des cartes de la morphologie du sommet au 1:5 000, basée sur des observations géologiques et des mesures géodésiques de 1986 à 1995 [*Sadjiman*, 1986–1995]. Ces cartes n'ont pas de référentiel et nous n'en possédons que des photocopies (échelle douteuse). Après les avoir numérisées, nous les avons donc ajustées par rotation et homothétie grâce aux repères GPS communs avec les repère géodésiques — l'ensemble des points, identifiés sur le terrain et sur ces cartes, ont été recalés à moins de 2 m —, puis nous les avons interpolées à 5 m. Ceci a été réalisé pour la carte de 1986 – 1991 , que nous avons ensuite complétée par la topographie des dômes de lave de 1993 et 1994 pour former 2 autres MNT. Les traces en surface des fractures principales ont été numérisées à partir d'une carte de 1992 [*Sadjiman*, comm. pers. 1997].

La numérisation de cartes topographiques prend du temps, mais elle permet d'obtenir de bien meilleurs résultats que les MNT calculés à partir d'images satellitaires, qui sont de plus relativement onéreux. À l'avenir, la numérisation complète de la carte régionale (quelques semaines de travail) intégrée aux cartes sommitales, permettra de produire un MNT complet du Merapi.

4.2 Modélisation du champ de déformation lointain

4.2.1 Introduction

Pour tenter de déterminer la source de déformation à l'échelle de l'édifice, nous avons limité notre étude à la période novembre 1996 – mars 1997, pour laquelle nous disposons de deux types de données complètes et indépendantes :

- déplacements relatifs 3D sur 4 points GPS : **SEL**, **PUS**, **BAB** et **DEL** par rapport au point de référence **JRA** = 3 × 4 données avec leurs incertitudes ;
- signal continu clinométrique de la station *Deles* = 2 données (composantes du vecteur inclinaison) avec leurs incertitudes.

Au total, 14 données permettant théoriquement de contraindre un modèle comprenant au plus 14 paramètres. Cependant, il semble plus réaliste — d'une manière générale en Sciences de la Terre — de nous contenter d'un nombre plus limité de paramètres. D'une part, parce que nos données ne sont pas exactes mais contiennent une incertitude, et, d'autre part, afin de déterminer convenablement la probabilité du modèle utilisé, et d'estimer indirectement la validité des hypothèses (milieu élastique homogène, forme simple de la chambre).

4.2.2 Article soumis au *J. G. R.* (décembre 1997)

Cette étude est présentée ici sous forme d'un article soumis au *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*. Nous présentons nos excuses pour les redites avec les chapitres précédents, dans l'introduction du sujet et la présentation des données. Les références bibliographiques ont été intégrées avec celles de la thèse (p 234). En revanche, les numérotations des figures, tableaux et équations ne sont pas liées au reste du document.

À l'heure où cette thèse est imprimée, le manuscrit a été revu et accepté pour publication par *P.M. Davis* (éditeur), *P. Delaney* (referee 1) et *P. Segall* (referee 2) sous la référence *MS# JB97-0654* et est en cours de correction.

Constraints from GPS and tilt data on the magma chamber at Merapi Volcano (Java, Indonesia)

François Beauducel and François H. Cornet

Institut de Physique du Globe de Paris, France.

Abstract. We study here the deformations associated with the November 1996 – March 1997 eruption period at Mt Merapi (Central Java), one of the most active volcanoes in Indonesia. This activity period includes a vertical explosion on January the 17th, and an increase of the lava dome volume by about $3{\cdot}10^6$ m^3. Two GPS campaigns have been carried out on a 6-benchmark network at the beginning and at the end of the period. Relative displacements with respect to the reference point show an average subsidence of 6.5 cm. A multi-component tilt station has been installed on the Southeast flank, 3 km from the summit. During this period, the station recorded a continuous signal that expresses the real tilting for a surface with a 10 by 30 m^2 area. After correction of meteorological effects, the relative tilt variation is 11.1 ± 0.7 µrad in the tangential direction and 0.9 ± 0.4 µrad in the radial direction. These data are interpreted using a 3D elastic model based on the mixed boundary element method, and a near-neighbour Monte-Carlo inversion. Interpretation of tilt data requires an accurate mesh for discretizing the 3D topography. Taking into account both tilt and displacements helps to constrain strongly the model. The final result supports an horizontal elliptic magma source located 8.5 ± 0.4 km below the summit and 2 ± 0.4 km to the East of it. This location differs significantly from that proposed from seismic activity analysis. The computed deflation of $11 \pm 2{\cdot}10^6$ m^3 is about three times larger than the observed increase in the lava dome volume. This difference is attributed to rock avalanches and pyroclastic flows on the flanks of the volcano.

Introduction

Some understanding of magma conduits in volcanoes can be achieved from seismic tomography, gravity or magnetic fields analysis. The study of ground deformations (displacements, tilt and strain) also contributes to this understanding but it requires observations before and after eruption periods of interest. Recent synthesis of volcano geodesy has been conducted by *Dvorak and Dzurisin* [1997]. One of their main conclusion is that geodesy yields estimates of magma supply rates, location of sources and, in some cases, size and shape of complex magma reservoirs. This has been done only at a few dozens of the world's 600 active volcanoes.

In this paper, we address Mt Merapi, an andesitic strato-volcano located on Central Java, Indonesia (see Figure 1). Since 1992, Merapi experienced of quasi-continuous extrusion of lava at its summit, which forms a dome in a horse-shoe-shaped crater. The dome is continuously and partially destroyed by avalanches and pyroclastic flows [*Tjetjep and Wittiri*, 1996]. During the period November 1996 – March 1997 (about 150 days), the lava dome grew by about $3.2{\cdot}10^6$ m^3, while 126 pyroclastic flows and 16200 rock avalanches have been recorded (see Figure 4b). On January 17th, 1997 at 1034 LT (GMT+7), a vertical explosion occurred, forming an eruption

column more than 4-km high. The explosion destroyed at least $1.3 \cdot 10^6$ m^3 of the existing dome [*Merapi Volcano Observatory*, pers. comm.]. The growth rate of the dome corresponds exactly to the long-term average of lava production at Merapi which is equal to 20 000 m^3/day [*Allard et al.*, 1995].

We present here an analysis of this 5-months eruption period, based on two types of observations: (1) GPS (Global Position System) data measured at the beginning and at the end of the period, (2) continuous tilt variation signals recorded during the period.

Looking for large-scale effects, we do not consider summit deformation data. Indeed, summit data are rather complex in behaviour [*Ratdomopurbo*, 1995] and sometimes associated with non-elastic local block effects. Observations come mainly from the lower flanks of the edifice.

GPS Measurements

The GPS network is based on existing benchmarks installed by the *Volcanological Survey of Indonesia* for EDM (Electronic Distance Measurement) monitoring [*Suganda et al.*, 1992]. Figure 1 shows the positions of the 6 chosen points: reference point JRA0 located on the older Merbabu volcano, BAB0, DEL1 (close to the tilt station), SEL0, PUS0 and LUL0 at the summit. These benchmarks are actually used as a first order network for a ten-point GPS summit network measured every year since 1993 [*Beauducel et al.*, in prep.].

The relatively short dimension of the network (8 km wide) allows the use of single-frequency receivers (two *Sercel NR101*). Each campaign included 14 measurement sessions between every two benchmarks. These sessions consisted of 2 to 6 hours of simultaneous recording, depending on the baseline length. The redundancy factor f, as defined by *Botton et al.* [1997], is:

$$f' = 0.9 \, \frac{(r-1).\, s}{n-1}, \qquad (1)$$

where $r = 2$ is the number of receivers, $s = 14$ is the total number of sessions (baselines) and $n = 6$ is the number of benchmarks. This factor stands for a degree of confidence associated with point position determination. Our value $f = 2.5$ is sufficient for a standard small network.

Because altitude differences between points are relatively large (up to 1600 m), a local meteorological model based on field measurements was used for baseline processing, in order to reduce tropospheric refraction effects [*Klein and Boedecker*, 1989; *Gurtner et al.*, 1989]. During each session, atmospheric pressure, dry temperature and relative humidity were taken at each point every 15 or 30 minutes. Parameters were reduced to a single elevation according to the tropospheric vertical gradients for pressure (equation 2a) and temperature at tropical areas (2b) [*Saastamoinen*, 1972]. We chose to use a constant value for relative humidity (equation 2c), equal to the ground value, as suggested by *Baby et al.* [1988].

$$P = P_0\,(1 - 0.0000226h)^{5.225} \qquad (2a)$$

$$T = T_0 - 0.00606h \qquad (2b)$$

$$H = H_0 \qquad (2c)$$

Wet temperature is then computed for all measurements through thermodynamic equations. Its daily variations show a small standard deviation of 2.6 degrees (Figure 2). Thereupon, we compute an average value for these 3 parameters (pressure, dry and wet temperature), for each time session. This value is taken into account in the baseline processing

which is based on a standard tropospheric effects model [*Hopfield*, 1971]. The software (*Sercel GPSWin*) determines the baselines by the double-difference method [*Dixon*, 1991].

All computed baselines (vectors expressed in the geocentric referential) with a priori errors are adjusted in space by a least-squares inversion method [*Ruegg et al.*, 1992]. Then final positions of points for each period are obtained in local UTM co-ordinates together with their a posteriori errors (see Table 1 and Table 2). Accordingly, the relative displacements vectors of the four points BAB0, DEL1, SEL0 and PUS0 are defined for the period September 1996 - March 1997 (see Table 3 and Figure 7). These vectors reveal a significant global vertical downward movement with a mean value equal to –6.5 cm. Displacements of distant stations BAB0 and DEL1 are large enough to conclude that our reference point also moved. Thus these observed displacements are not absolute but relative displacements.

High-Precision Tilt Station

Methodology

The quality of a tilt station is defined by four characteristics, which are, in order of importance: (1) coupling of the instrument with the ground, (2) small or negligible « non-volcanic » deformation on the site (i.e. thermal and rainfall effects), (3) high sensitivity and high precision of the instrument itself and (4) continuity and high resolution of numerical data recording.

Concerning the coupling characteristics, the aim is to measure tilt variations which are representative of the motion of a large surface on the edifice. But tiltmeters, except water-tubes, measure tilt variations on a surface area which is usually less than 1 m^2. In order to extend this surface to a few tens of m^2, a solution is to install several tilt components at different locations (see Figure 3). In order to be validated, all components oriented in the same direction must give the same signal. If this is true, we know that no instrumental effects (like drift) has polluted the signals.

The second important quality of a tilt station is linked to the reduction of meteorological effects on the ground, like temperature and rainfall. This problem has been widely studied in the literature, and the best (but expensive) solution is to bury the instruments as deep as possible, as was done e.g. at Sakurajima volcano in a 290-m deep borehole [*Ishihara*, 1990]. On the Merapi, *Minakami et al.* [1969] showed that the temperature at a depth of 1 m is almost free from diurnal variations (within a range ±1 °C). Further, the flanks of Merapi are covered on large area by a compact and massive rock identified as a 5000 years old pyroxene andesitic lava flow, with a thickness that reaches 200 meters at some places [*Berthommier*, 1990]. In a few locations, a few meters of young pyroclastic flows cap this rock (see Figure 1). This soil layer constitutes an isolator as compared with the higher thermo-conductive massive rock. On the interface, horizontal temperature gradient is locally almost equal to zero and thermo-mechanical effects are strongly reduced by the soil layer. We chose an accessible location 3 km from the summit, on the Southeast flank for installing the tilt station and the DEL1 GPS benchmark. At this location, the soil layer thickness is equal to about one meter and tiltmeters have been installed directly on the basement rock, i.e., at 1 m depth.

Instrumentation

5 tiltmeters have been installed at 3 different sites distant from each other by about 10 meters (three radial components oriented toward the summit in the N30W direction, and two

tangential components, 90° anti-clockwise, oriented N120W). The tiltmeters are horizontal pendulums made of monolithic silica based on the Zöllner pendulum principle [*Blum*, 1963]. This principle provides a means to vary the instrument sensitivity over several orders of magnitude through the adjustment of the oscillation period of the pendulum [*Jobert*, 1959]. Each tiltmeter has its own period (from 8 to 15 seconds), defined during installation. This implies slightly different values of sensitivity for each tilt component (see Table 4). Thus, instrumental effects, if they exist, can be identified by comparing the response of the different sensors.

A temperature sensor has been placed within the rock and a resistor bridge simulates the response of a stationary tiltmeter. It reflects all forms of electronic noise (acquisition, amplifiers, battery voltage, ...). Figure 3 shows the location of each sensor. At the three sites, sensors are protected by a steel box covered by a 5 cm thick isolator. These boxes are then buried under a 1-m cover of natural soil.

For a perfect recording continuity, two data-loggers are used (20-bit *μDAS*, 4-channel continuous integrators, [*Van Ruymbeke et al.*, 1997]) instead of radio-transmitter systems. On each sensor, voltages are converted to frequency modulated signals in order to suppress long cable effects. The *μDAS* directly records frequency of the signal by a simple counter. Thus, the recording system constitutes a perfectly linear integrator, with very high-range digital conversion [*Beauducel*, 1991]. Each data-logger has its own power supply system (solar panel and batteries) and there is no possibility of electronic interaction between them. For a 120-second sample (and integration) period, autonomy is more than 2 months before downloading of data. Table 4 gives values of sensitivity, resolution and noise for each instrument. It shows the relatively high precision of tilt measurement and the limited temperature effects (mean standard deviation of 0.43 μrad on daily variations). By comparison, diurnal tilts at Mt St. Helens were 50 to 200 μrad for typical surface installation and few microradians for an instrument buried 1-m deep in an artificial vault [*Dzurisin*, 1992].

On Merapi, Deles station was installed in September 1995 and, after various technical problems, it has been operational non-stop since July 1996. However, one radial component (CH380) had to be reinstalled in November 1996 and was still drifting during the period considered here, i.e. November 1996 - March 1997.

Results

Because of the small but obvious correlation of tilts with ground temperature, each signal has been corrected with a non-stationary linear method (described in appendix). This improves the global signal to noise ratio by about 10%. Figure 4 shows the relative tilt signals of the station in both directions (two radial and two tangential), for the period bounded by the two GPS campaigns. This figure confirms that the two tangential and the two radial sensors record identical long-term signals and are free of any instrumental effects. The complete independence of components provides a means to measure the real tilting of a 30 by 10 meter area at the site, and, more importantly, to estimate an error on the tilt measurement. Short-term variations (with periods less than a week) are not consistent within a range of ± 1 μrad. This suggests that site effects on tilts are less than this value. No significant signal is observed at the date of eruption.

The observed tangential (11.1 ± 0.7 μrad) and radial (0.9 ± 0.4 μrad) averaged tilts and standard deviations indicate a global tilting on site of 11.1 ± 0.4 μrad in the N60E ± 2° direction. The tilt varies continuously in time, but not linearly, as shown by the inset plot in Figure 4.

3D Elastic Modelling

The first objective of modelling is to locate the deflation (or inflation) source and to determine the associated magma volume variation that fits best the data. Data consist of four relative displacements (4 times 3 components) and one tilt variation (2 components), i.e. only 14 data. Given the values of observed tilts and displacements, and given the anticipated geometry, location and loading conditions of the source, an elastic solution has been searched for. As shown by *Dvorak and Dzurisin* [1997], elastic modelling on active volcanoes for describing surface displacements has been validated in many cases.

Forward Problem : Topography Effects

Importance of a 3D model. Mt Merapi, with its 2964-m altitude and its average slopes of 30° (which reaches 57° near the summit) exhibits a real three-dimensional topography. Significant errors on source depth and volume variation estimations are made when using a half-space model for interpreting surface deformation on prominent volcanoes [*McTigue and Stein*, 1984; *McTigue and Segall*, 1988; *Cayol and Cornet*, 1997c]. Moreover, the asymmetry of the Northeast flank and the closeness of Mt Merbabu (3142 m) to the North side prohibit any axisymmetrical approximation. Accordingly, the 3D mixed boundary elements approach (*MBEM*, [*Cayol and Cornet*, 1997a]) has been adopted for the forward problem computation. It takes into account 3D topography for the ground surface and magma reservoirs with complex geometry. The loading imposed by the magma chamber is modelled by a small pressure variation acting on the chamber surface. This pressure variation induces a change in chamber volume. The relation between surface displacement and changes in chamber volume are independent of the Young's modulus of the medium. Since we are looking for magma chamber volume variation and not pressure, we avoid the difficult task of estimating elastic parameters.

Mesh of the ground surface. A DEM (Digital Elevation Model) of the Merapi region computed from two SPOT images taken in 1987 has been used. The original DEM contains large areas where data are missing because of clouds on Eastern portions of Merapi and Merbabu. These have been corrected by considering several topography points which have been interpolated [*Jousset*, 1996]. Also, detailed analysis of this DEM has revealed, locally, errors in the order of a few hundred meters on the flank of some valleys, because of oblique sun light when the images were taken. This is particularly noticeable in the vicinity of the tilt station. These errors may result in false computation for tilt direction and amplitude. Consequently, this area has been replaced by a more accurate digitized topography map (US Army 1/50000, 1964). Moreover, this detailed map helped to locate the tilt station very precisely (± 10 meters), i.e. within an error consistent with the spatial resolution on tilt data. The surface is meshed by a series of imbricated square grids centered on the tilt station location. The point density of the mesh decreases while going away from the center area. Elements are constituted by triangles of the Delaunay type, and the smallest are 20-m large (see Figure 5a).

The validity of this mesh was controlled a posteriori by examining results obtained with the final source model (see below). Figure 5b shows the relative tilt variations along 500-meter long cross-sections oriented both in radial and tangential directions. It is seen that tilting is very dependant on topography but does not exceed 1 µrad on adjacent elements at the tilt station.

Shallow Magma Chamber. A first magma chamber model at Merapi has been proposed by *Ratdomopurbo* [1995] after the observation of an aseismic domain located between 1 km and 3 km below the summit. Volume and conduit length inferred from this reservoir geometry are

consistent with magma flux associated with lava dome extrusion of the 1994 eruption and gravity changes observed between 1993 and 1994 [*Jousset et al.*, 1997].

We conducted a first calculation based on this model, with a spherical chamber with radius r = 850 m centered at depth z = 1000 m (above sea level). Displacements and tilts associated with an arbitrary volume variation $\Delta V = 1 \cdot 10^6$ m^3 are shown on Figure 6. The results of this first calculation are: (1) displacement amplitudes are almost centred on the summit and unperturbed by topography. In this model, the GPS reference point is far enough from the maximum displacement so that it may be considered as a real static point. (2) Tilt amplitudes are less than 10 µrad, 3 km away from the summit. (3) Topographic effects on tangential displacement (which are very small) and tilt, are clearly seen, although they are equal to zero for *Mogi*'s model. Maximum tilt is located on the Southeast flank 1.5 km away from the summit. It was also found that, near the tilt station, topography effects induce differences up to 300% of amplitude in tilt and 180° in direction as compared to the simplified half-space model.

In order to improve the consistency of this model with the data, we adjusted the only parameter of the model (volume variation) since it has a linear effect on displacements. We obtained a very poor misfit value equal to 110 (see Table 5 and equation (4) for the definition of misfit). Accordingly, we decided to look for a new location for the magma source following an inverse problem method.

Inverse Problem Method

The inversion method consists in the search of some of the model characteristics by relying only on the forward problem formulation and on the observed data. Here the model is reduced to a set of chosen parameters $\mathbf{m} = \{m^1, m^2, ...\} \in \mathbb{M}$, where $\mathbb{M}$ is the « model space ». For a given model $\mathbf{m}$, the function which measures the degree of misfit between observed data $\mathbf{d}_{obs} = \{d^1_{obs}, d^2_{obs}, ...\}$ with errors $\boldsymbol{\sigma}_{obs} = \{\sigma^1_{obs}, \sigma^2_{obs}, ...\}$, and the values predicted with the model $\mathbf{d}_{cal} = \{d^1_{cal}, d^2_{cal}, ...\}$, is called the « misfit function » $S(\mathbf{m})$.

If the forward problem is solved by equation

$$\boldsymbol{d}_{\mathrm{cal}} = \mathbf{g}(\mathbf{m}) \; , \tag{3}$$

then the misfit function for N data with Gaussian experimental uncertainties is given by

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{d^i_{cal} - d^i_{obs}}{s^{\,i}_{obs}} \right)^2 \tag{4}$$

which presents a minimum for the best parameter set $\mathbf{m}$. The « likelihood » function $L(\mathbf{m})$ is defined as the a posteriori probability of a model :

$$L(\mathbf{m}) = k \exp\left(-S(\mathbf{m})\right) . \tag{5}$$

This function helps to define the best parameter set $\mathbf{m}$ (expected maximum value) and the « quality » of the solution (standard deviation for each parameter $\boldsymbol{\sigma}_{cal}$).

The relatively long time required for computing the forward problem solution with the MBEM (about 1 hour on a *Sparc Ultra 1* station, 96 Mbyte RAM) pre-empts an « exhaustive search » method for finding the parameter values. The gradient method cannot be applied here because of the non-linearity of the misfit function. Thus, we opted for a slightly modified Monte-Carlo near-neighbour sampling method [*Tarantola*, 1987]. Starting with a current model $\mathbf{m}_{current}$, a new « trial model » is chosen pseudorandomly within a neighbourhood of parameters $\mathbb{N} \subset \mathbb{M}$. If the condition

$$S(\boldsymbol{m}_{trial}) < S(\boldsymbol{m}_{current}) \tag{6}$$

is satisfied, the trial model becomes the new current model. If not, current model is kept but its weight is increased. The parameter intervals that characterize the space $\mathbb{N}$ are arbitrarily chosen. These interval values influence the speed of convergence but not the final solution. The collection of current models $\mathbf{m}_1$, $\mathbf{m}_2$,... and their associated misfit values are a representative sample of $\mathbb{M}$. The process can be stopped by a condition on the current model weight, for instance, reaching a chosen value. The last current model is the best one.

Because in an elastic volcanic structure, displacements are proportional to the magma chamber volume variation, the inversion process can be accelerated in the following manner. Instead of choosing a random value at each trial model for the volume variation, this parameter is fixed to unity and adjusted a posteriori with a coefficient that minimises the misfit function. This inversion method needs a priori values for the parameters for initializing the iterative process. In order to fix the first current model not too far from the final solution, we consider the elastic infinite half-space analytical solution which allows a fast inversion (computation time of the forward problem becomes sufficiently low to explore thousands models).

First Model : Spherical Source

Surface displacements associated with a point dilatation in an elastic semi-infinite space have been described by *Anderson* [1936]. This solution has been widely used in the literature for modelling magma chamber as spherical source approximation [*Mogi*, 1958], when the mean radius of the chamber is much smaller than the depth of it ($a << d$, where a is the cavity radius and d the depth). *McTigue* [1987] showed that first-order correction for a finite spherical magma body varies like ε^6, where $\varepsilon = a/d$, and reaches only 10% for $\varepsilon = 0.5$. This implies that a point source is a very satisfactory approximation and that the size of the sphere has not much significance on surface deformations.

Mogi's model inversions from deformation data are usually conducted with two parameters only (depth and volume). Data are assumed to represent absolute displacement and the horizontal location of the source is fixed by the centroid of displacement vectors [*Massonnet et al.*, 1995; *Bonaccorso*, 1996; *Dvorak and Dzurisin*, 1997]. In our case, we have to take into account relative displacement, that is, we must determine also the horizontal position.

A 4-parameter models space has been explored: source position (X, Y, Z) and volume variation ΔV. The best model corresponds to a deflation source of $24 \cdot 10^6$ m^3, located 6-km deep, 4-km eastwards from the summit (see Table 5). Each parameter can be associated with a standard deviation estimated from the probability function $L(\mathbf{m})$. The three components of SEL0 and PUS0 and the two components of tilt are correctly reproduced (error lower than one σ). On the contrary, vertical component of BAB0 and horizontal orientation of DEL1 displacements are not satisfactory. Considering that this misfit is due to an effect resulting from the half-space simplification, we used this solution as first model for the inverse problem with topography.

For this inversion, the source is a real sphere with a 1200-m radius. It corresponds to a volume of $7.2 \cdot 10^9$ m^3 that is about 3 orders of magnitude larger than the erupted magma volume. This volume value has been chosen so as to fit the ratio determined by *Blake* [1981]. 263 forward problems have been computed with a last current model weight equal to 21. The best model is a deflation source of $11 \cdot 10^6$ m^3 located 3.7 km below the summit and 2 km to the East of it. This confirms results of *Cayol and Cornet* [1997c] that for a 30° slope volcano, *Mogi*'s model overestimates the volume variation as well as the depth of the source (referred with respect to the summit elevation) by as much as 50%. Horizontal location is slightly different from the half-space solution, and is closer to the summit because of the important topographic effects on tilt.

However, the misfit function is still high and the topography does not explain the DEL1 horizontal displacement. Surprisingly, the value of the misfit is worse when taking into account the topography (5.9 instead of 5.1, see Table 5). In order to try to improve the fit to the data, an ellipsoidal shape has been considered for the source.

Second Model : Ellipsoidal Source

In order to determine the a priori model required for initializing the inversion process, we ran a preliminary inversion corresponding to an ellipsoidal source in an elastic infinite half-space. Because of its simplicity, the solution for a fault in purely opening mode [*Okada*, 1985] has been chosen for characterising the ellipsoidal source. Indeed, surface deformations associated with a mode 1 fault discontinuity are very similar to those observed with an ellipsoidal source, except for shallow depth where fault tip effects become significant. We associate the opening mode with a volume increase so that a deflation is modelled by a negative displacement discontinuity. The dislocation is assumed to be square.

Vertical Sheet. We explored a 6-parameter model space defined by the position of the center point of the upper edge of the sheet (X, Y, Z), the side length L, the horizontal orientation (strike) S and the volume variation ΔV. Only tilt is correctly adjusted with the opening of a vertical 8-km deep, 3-km sided square sheet (see Table 5). Displacements are very poorly fitted and we observed in the various models that displacements and tilts cannot be fitted simultaneously by a single model. Since tilt data are better constrained, the solution fits the tilt first. It is concluded that data are incompatible with a vertical fault source; i.e., if the source has a preferential orientation, it is not in the vertical direction.

Horizontal Sheet. With the same parameters, the best model yields a fault in deflation, 2.3 km wide and 9 km deep, with a better misfit value than any of the previous models (see Table 5). This solution was used as a first trial model for the inverse problem with topography.

Final Solution. For the ellipsoidal source, 3 solutions with different volumes for the chamber were computed: same volume as for the spherical source ($a = b = 1731$ m for horizontal axis and $c = 577$ m for vertical axis), and then volumes 8 times and 27 times smaller than that of the sphere. 203 forward problems were computed with a last current model weight of 72. The best model is a deflation source with a decrease in volume equal to $10.8 \pm 2.2 \cdot 10^6$ m^3, located 5.8 ± 0.4 km deep, 2 ± 0.4 km East from the summit. The minimum misfit value equals 5.3. It is higher than that for the half-space model, but better than that for the spherical model with topography (see Table 5). There is no significant difference (source position and volume variation) between the solutions obtained with the 3 chamber volumes. It is concluded that this modelling cannot resolve the initial source volume. Figure 8 shows the model space samples for the sphere and for the ellipsoid sources, as a function of volume variation versus depth. It reveals the linear dependency between these two parameters (the shallower the depth, the lower the volume variation), and the independency of the volume variation with respect to source shape and size.

Figure 7 shows the computed displacements and tilt vectors as compared to the data. As for previous models, vertical displacement of BAB0, horizontal direction and vertical displacement of DEL1 are not reproduced satisfactorily.

Discussion

Methodology

Tilt Modelling. All the tested models adjust exactly the two tilt data, because of the relatively small uncertainty associated with their measurement as compared to that on displacements. These tilt data have an important part on the inversion because they fix the horizontal position of the source, thus they eliminate a set of models which would have been selected, had only displacements data been considered. But, we know that tilting is dependent of local surface topography. This entails three conditions if tilts are to be introduced efficiently in modelling. (1) Tilt data have to be correctly measured and validated in order to represent the real tilting of the sites with large enough area. (2) It is essential to determine the realistic error associated with the measurement, because the inverse problem solution is highly constrained by data uncertainties. (3) Three-dimensional topography has to be accurately digitized and meshed in order to be used in the model.

Model Validity. We were not able to fit our complete data set, but only 11 out of the 14 data for a 4-parameter model. Nevertheless, this result provides a significant appreciation of the source position and its volume variation. The Monte-Carlo inversion method which has been used, allows to determine probabilistic errors (one standard deviation) for each parameter estimation. These errors are equal to few hundred meters for source position and $2.2 \cdot 10^6$ m^3 for volume variation. These errors stand only for the final solution, i.e. for a fixed source size. We showed that the source depth is dependent with the chamber shape, and that volume variation is independent with the chamber size. With the presently limited data base, it has not been possible to constrain the size of the chamber, but we clearly showed that a vertical shape is improbable. This suggests that below the Merapi at few kilometres depth, the vertical stress component is the minimum principal stress component, a feature consistent with the regional tectonics.

Volcanological Aspects

The position of the source which has been found is not incompatible with the existence of a shallow magma chamber as proposed by *Ratdomopurbo* [1995]. Indeed, the periods of study are not the same and it may be supposed that the two magma reservoirs exist. Our data reveal that the deeper chamber had a prominent activity during this eruption period and that, if it exists, the upper chamber did not sustain any variation in pressure.

The volume variation found by our model ($-10.8 \pm 2.2 \cdot 10^6$ m^3) can be compared with the estimated volume of produced lava at the summit. If we suppose that all the deflation volume has been extruded at the summit, only 30% ($3.2 \cdot 10^6$ m^3) of it corresponds to the dome formation. The remainder ($7.6 \cdot 10^6$ m^3) cannot have been ejected instantaneously from the deep reservoir during the explosion because the continuous tilt records show that the deflation of the source was regular (see inset in Figure 4) during the 5-month period. Also, the magma cannot have accumulated in a temporary shallow location during the period preceding the explosion. Indeed, a volume variation of this magnitude would have induced a tilt amplitude equal to about 80 µrad at the Deles station (see § « *Shalow Magma Chamber* » and Figure 6). Given the tilt signals, the volume variation in the deep magma chamber must correspond exactly to the volume of lava produced at the summit. This difference between calculated and observed volumes (a factor 3) leads to two consequences:

(1) On the base of our model and because the model uncertainty has been well determined, we conclude that the volume of extruded lava has not been estimated correctly. The missing $7.6 \pm 2.2 \cdot 10^6$ m^3 corresponds very likely to the volume of continuous rock avalanches which occurred during this period. A simple calculation shows that the missing volume can be included in a

quadrangular prism 2-km long, 2-km wide at the bottom, 300-m wide at its top (crater) and 5.3 ± 1.5 m thick near the crater, with no thickness at the bottom.

(2) The explosion did not involve large magma volumes, and, was only superficial.

Conclusion

Deformation measurements obtained for the period November 96 – March 1997, provide some constraints on the magma chamber at the Merapi volcano. Taking into account a 3D topography and including both displacements and tilt observations in an inversion process modifies the conclusions of the classical half-space modelling approach and, hopefully, yields results closer to reality.

We determined that, for the period of concern and despite a strong explosion, the deformations were almost continuous in time and are due to a deflation of a deep magma source located some 6 km below sea level. The corresponding magma production can be related only partly to the surface dome growth and suggests that the volume of rock avalanches is equal to about three times the volume of the dome growth as detected at the crater level.

This type of study has been possible because: (1) a non-interrupted data set for the complete duration of the selected eruption period was available. (2) Realistic uncertainties have been determined for each type of data. (3) A digital elevation model with a spatial precision consistent with the data was available.

This limited data set helps only to improve slightly the comprehension of Merapi behaviour. However, this methodology should reveal efficient for determining precisely the shape and the depth of the magma chamber when more data are available.

Appendix: Temperature Correction of Tilt Signals

Sensitive surface deformation measurements are challenged with a major problem: even if the instrument is exempt from temperature effects, it measures real ground deformation due to meteorological parameters like temperature and rainfall. Attempts to model these effects have shown that relation between temperature and tilt is usually linear to the first order, but variable in time and different for each frequency [*Berger*, 1975; *Goulty et al.*, 1979; *Mortensen and Hopkins*, 1987; *Desroches*, 1990; *Beauducel*, 1992]. With rainfall, the relation is strongly non-linear if the water table level is at shallow depth [*Wolfe et al.*, 1981; *Evans and Wyatt*, 1984]. On Merapi, the water table is about 1000 m below the Deles tilt station [*Shibano et al.*, 1994], thus the ground is almost always unsaturated, even a few hours after a hard rainfall.

If $S_{obs}(t)$ is the observed signal (measured tilt) and $N(t)$ the disturbing signal (measured temperature), then the problem of identifying tilt associated with other sources than temperature can be expressed by

$$S_{obs}(t) = S(t) + \mathbf{G}[N(t \quad t)] \qquad (7)$$

where $S(t)$ is the tilt free of temperature effects and $\boldsymbol{G}$ is an unknown function.

This problem comes down to estimating $\boldsymbol{G}$ from $S_{obs}(t)$ and $N(t)$. This cannot be resolved without some a priori information on unknown parameters of equation (7), and the danger is to include characteristics of $S(t)$ into the function $\boldsymbol{G}$. Classical auto-regressive methods (like the Wiener filter) suppose that $S(t)$ is a random or a « white » signal [*Kofman et al.*, 1982], but we know that this is not the case with tilt on volcanoes.

A simple method is proposed here for removing most temperature effects from a tilt signal. This method does not imply strong hypothesis on $S(t)$, but relies strongly on the hypothesis that $\boldsymbol{G}$ is a linear function of N. Furthermore, every step of the signal processing is performed in the time domain, in order to avoid introducing numerical noise by the time-frequency domain transform. For instance, high-pass filtering with cut-off period p is based on Zero-phase Moving Average *ZMA* [*Oppenheim and Schafer*, 1989] defined as:

$$F_p\{s(t)\} = s(t) - ZMA_p\{s(t)\} \ . \qquad (8)$$

We first determine the phase lag τ between the two signals, determined by cross-correlation on $F_{day}\{S_{obs}(t)\}$ and $F_{day}\{N(\mathrm{t})\}$. Let us consider a time interval T defined between $t \quad p/2$ and $t + p/2$. For each value of t, we compute the linear correlation coefficients from covariance matrix between $X = F_p\{S_{obs}(T)\}$ and $Y = F_p\{N(T \quad t)\}$. Let define the fitting coefficient $r_p(t)$ ($r_p(t) = \sqrt{\mathrm{C}_{XX}.\mathrm{C}_{YY}}$ varies between 0 for uncorrelated signals, and 1 for perfect correlation) and $c_p(t) = \mathrm{C}_{XY}/r_p(t)$ the slope. Then we compute a continuous function $C_p(t) = c_p(t).r_p(t)$, which represents the evolutive linear coefficient for all periods lower than p. In this example, $C_p(t)$ is expressed in µrad/°C. Note that the use of coefficient $r_p(t)$ as a factor proscribes addition of artefacts. Correction for period p is given by :

$$S_p(t) = S_{obs}(t) - C_p(t)\ .\ F_p\{N(t-\tau)\} \ . \qquad (9)$$

This process is iteratively repeated with different values for p. For each step, p decreases by a factor two. It is realistic to limit the maximum period to the third of the total time interval. Figure A1 presents an example of original and corrected tilt signal, temperature and the set of correlation functions $C_p(t)$ for p = {64, 32, 16, 8, 4, 2} days, for a total interval of 142 days. It is obvious that for each period the correlation is non-stationary. Global noise attenuation is about 13% and reaches 63% for daily variations.

Some residues clearly remain in the corrected signal (especially for the 1-week period), but the correlation with temperature is not linear and strongly phase-shifted. Decorrelation of these residues cannot be done without an a priori on the 2nd order characteristics of function $\boldsymbol{G}$.

In conclusion, the method is not optimal for a global noise reduction but it respects short-period events like steps in tilt signal. This method is presently used with success at Montagne Pelée observatory [*Viodé*, 1997].

F. Beauducel and F.H. Cornet, Laboratoire de Mécanique des Roches, Département de Sismologie URA CNRS 195, IPGP, 4 place Jussieu, Case 89, 75252 PARIS Cedex 05, France. (E-mail: beauducel@ipgp.jussieu.fr).

Acknowledgements. This work was supported by « Délégation aux Risques Majeurs » (French Department of Environment) and Volcanological Survey of Indonesia in the framework of the French-Indonesian Co-operation in Volcanology. We are very grateful to G. Poupinet, W.S. Tjetjep, R. Sukhyar, M.A. Purbawinata and Surono for their continuous support. For great help on tilt station installation, maintenance, and their participation to GPS campaigns, we thank the Merapi Volcano Observatory team, E. Suhanto, Saleh, Herry, J. Guilbert, M. Dejean, C. Courteille and P. Jousset. M. Kasser and T. Duquesnoy have initiated the GPS network measurement in 1993 and 1994. Thanks to Dr. Okada for providing us with his *FORTRAN* routines, and to P.A. Blum & M.F. Esnoult for constructing the tiltmeters.

Tables

Table 1. September 1996 coordinates and a posteriori errors (68% confidence level) for GPS network points after least-squared adjustment of computed baselines. JRA0 is the reference point, and LUL0 a summit point used only for adjustment.

Point		Local co-ordinates UTM -49 WGS84 (m)			Errors a posteriori σ (m)		
Nb	**Name**	**East**	**North**	**Up**	**dE**	**dN**	**dU**
085	DEL1	440692.1316	9163972.9254	1511.4785	0.0241	0.0264	0.0456
090	BAB0	434975.8720	9168041.1995	1321.0498	0.0096	0.0079	0.0135
100	JRA0	436180.2839	9171235.4989	1335.4256	—	—	—
105	SEL0	439543.9619	9167528.3108	2570.4405	0.0068	0.0045	0.0088
107	PUS0	439552.3005	9166838.7134	2734.0199	0.0085	0.0062	0.0114
120	LUL0	438978.0716	9166537.5339	2976.7933	0.0074	0.0053	0.0105

Table 2. March 1997 coordinates for GPS network points. Same comments as Table 1.

Point		Local co-ordinates UTM -49 WGS84 (m)			Errors a posteriori σ (m)		
Nb	**Name**	**East**	**North**	**Up**	**dE**	**dN**	**dU**
085	DEL1	440692.1582	9163972.9435	1511.3533	0.0173	0.0095	0.0247
090	BAB0	434975.8794	9168041.2171	1321.0026	0.0158	0.0116	0.0221
100	JRA0	436180.2839	9171235.4989	1335.4256	—	—	—
105	SEL0	439543.9658	9167528.3234	2570.3769	0.0126	0.0086	0.0176
107	PUS0	439552.3021	9166838.7241	2733.9943	0.0121	0.0081	0.0160
120	LUL0	438978.0607	9166537.5390	2976.7600	0.0118	0.0078	0.0157

Table 3. Relative displacements with respect to JRA0 for GPS points between September 1996 and March 1997.

Point		UTM relative displacements (m)			Errors σ (m)		
Nb	**Name**	**East**	**North**	**Up**	**dE**	**dN**	**dU**
085	DEL1	+ 0.0266	+ 0.0181	– 0.1252	0.0297	0.0281	0.0519
090	BAB0	+ 0.0074	+ 0.0176	– 0.0472	0.0185	0.0140	0.0259
105	SEL0	+ 0.0039	+ 0.0126	– 0.0636	0.0143	0.0097	0.0197
107	PUS0	+ 0.0016	+ 0.0107	– 0.0256	0.0148	0.0102	0.0196

Table 4. Deles tilt station characteristics for each instrument. Noise is estimated by the standard deviation on signals after high-pass filtering on two important periods: 2-minutes for sampling period, and 1-day for daily temperature effects.

Instruments	Sensitivity	Resolution	2-min STD Noise	1-day STD Noise
Tilt Tangential CH379	51.698 mV/µrad	$1.15 \cdot 10^{-4}$ µrad	0.0121 µrad	0.4106 µrad
Tilt Tangential CH427	36.646 mV/µrad	$2.00 \cdot 10^{-5}$ µrad	0.0117 µrad	0.7835 µrad
Tilt Radial CH376	32.263 mV/µrad	$2.14 \cdot 10^{-5}$ µrad	0.0136 µrad	0.3163 µrad
Tilt Radial CH380	41.071 mV/µrad	$5.40 \cdot 10^{-5}$ µrad	0.0099 µrad	0.3888 µrad
Tilt Radial CH429	13.846 mV/µrad	$1.00 \cdot 10^{-5}$ µrad	0.0302 µrad	0.2693 µrad
Rock Temperature LIP	100 mV/°C	$1.75 \cdot 10^{-4}$ °C	0.0050 °C	0.0837 °C
Resistor Bridge	1000 mV/V	$1.09 \cdot 10^{-3}$ mV	0.0968 mV	0.4471 mV

Table 5. Solutions found for different models of magma source. (*X*,*Y*,*Z*) is East, North and Up position with respect to the summit, *S* the strike (for vertical fault model) and ΔV the volume variation. Each parameter is given with its standard deviation estimated from the a posteriori probability function of the model space. For elastic half-space models (Mogi and Okada), the virtual horizontal ground surface has been defined at the GPS reference point JRA0 elevation (1330 m). Fault modelling refers to a mode I dislocation (opening mode only).

Source	**Inversion parameters**					**misfit**
	***X* (km)**	***Y* (km)**	***Z* (km)**	***S* (°)**	**ΔV (10^6 m^3)**	**S_{min}**
sphere [b]	0.0 *	0.0 *	–1.9 *	—	–0.47 ± 0.03	110
point [a]	4.4 ± 0.1	–0.4 ± 0.2	–9.0 ± 0.1	—	–23.6 ± 1.4	5.1
sphere [b]	2.0 ± 0.3	0.0 ± 0.2	–6.6 ± 0.2	—	–11.0 ± 1	5.9
vertical fault [c]	2.7 ± 1.1	–1.6 ± 1.4	–10.0 ± 1.4	–48 ± 12	(+101 ± 66)	8.5
horizontal fault [c]	2.8 ± 1.0	–0.9 ± 1.4	–11.9 ± 1.6	—	(–24.3 ± 13)	4.9
horizontal ellipsoid [b]	2.2 ± 0.4	–0.1 ± 0.4	–8.7 ± 0.4	—	–10.8 ± 2.2	5.3

a = Mogi, *b* = MBEM, *c* = Okada 85, * = fixed values

Figures

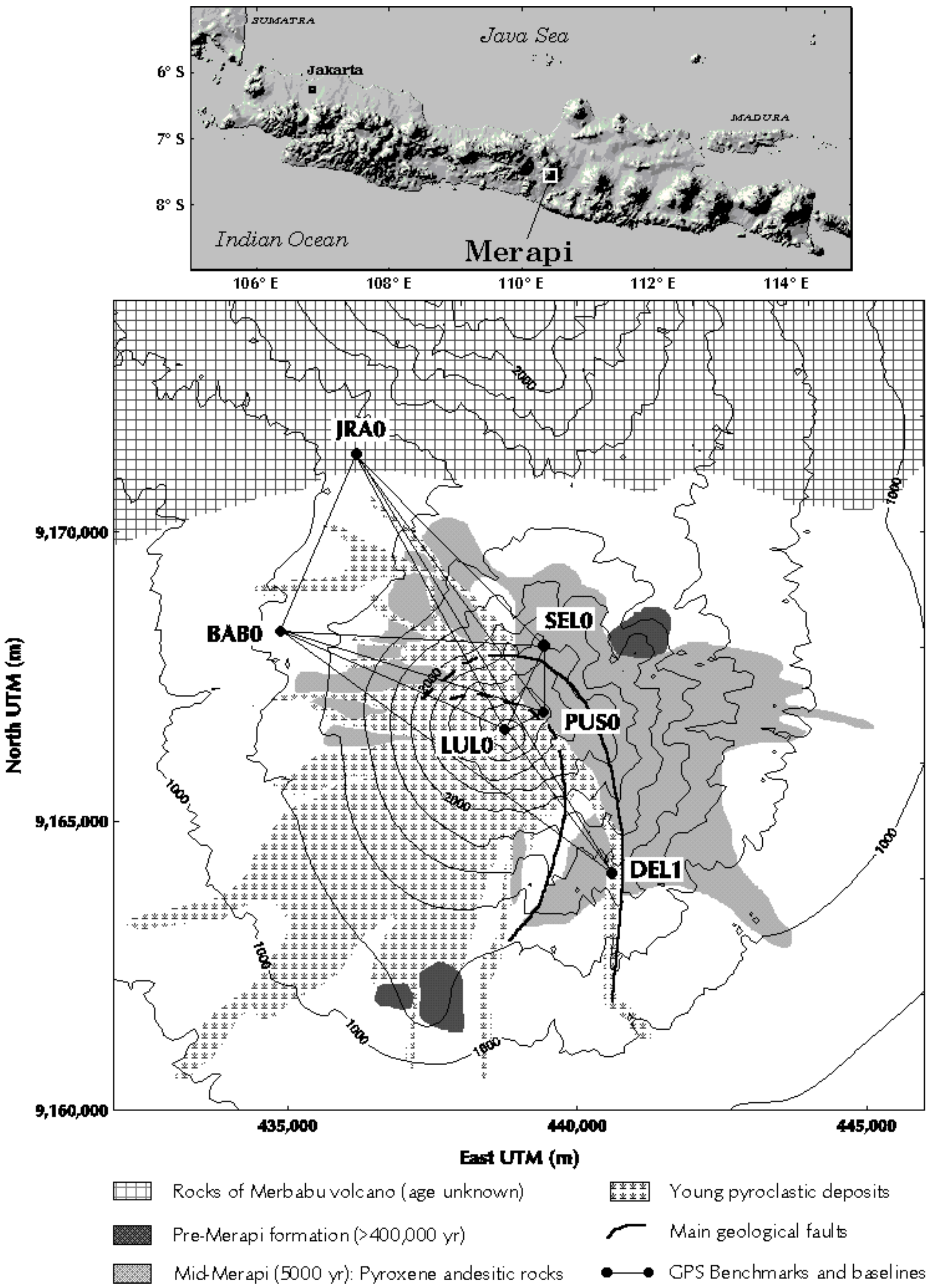


Figure 1. Location of Mt Merapi on Java Island (Indonesia) and schematic geologic map. Positions of GPS benchmarks and baselines measured during each campaign. Tilt station Deles is installed at DEL1, on large pyroxene andesitic lava flows, capped by young pyroclastic deposits.

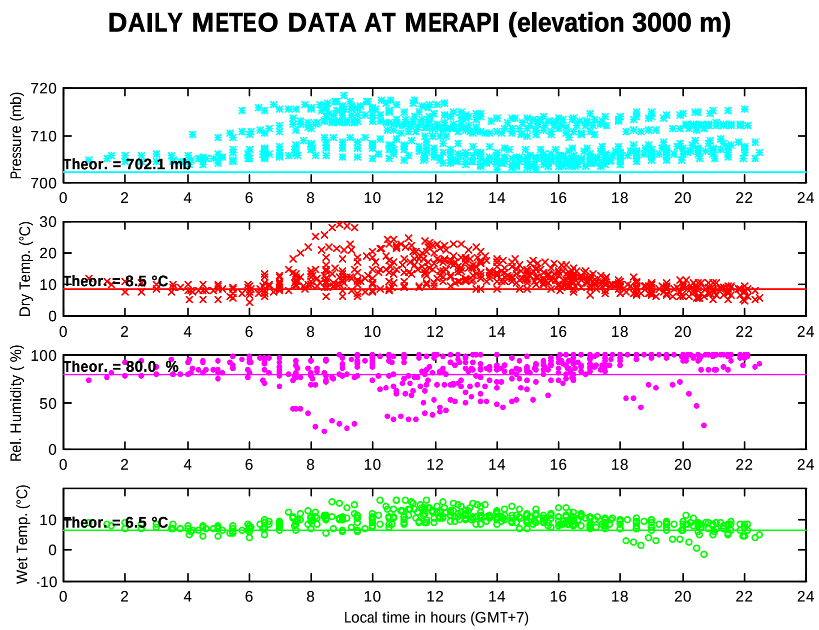


Figure 2. Meteorological data during both 1996 and 1997 GPS campaigns. They have been reduced with respect to the 3000-m elevation (see text) and are presented on a single day scale in local time. Pressure, dry temperature and relative humidity are field measurements at GPS points. Wet temperature is computed from thermodynamic equations. It shows a relative stability in time (standard deviation of 2.6 °C).

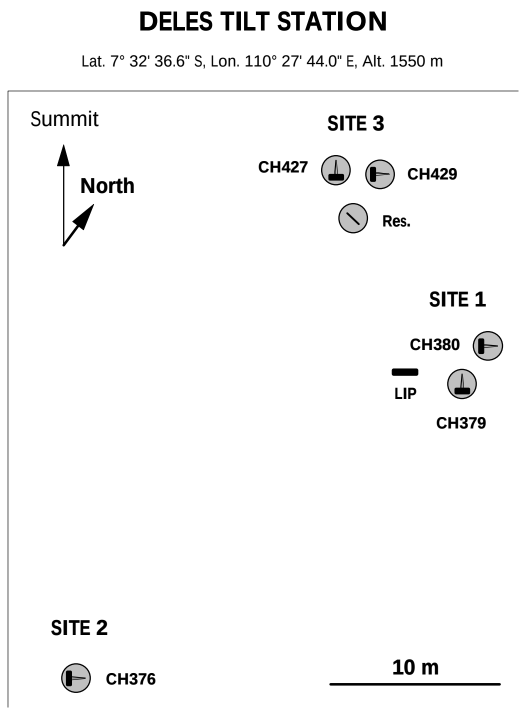


Figure 3. Schematic horizontal view of the Deles tilt station. It is located on the Southeast flank (3 km from summit). The five components (3 radial CH376, CH380, CH429, and 2 tangential CH379, CH427) have been installed with 3 different methods. Site 1 is simply laying on a concrete, site 2 is laying directly on the lava, and site 3 is welded to the lava. LIP is a temperature sensor and RES a resistor bridge that simulates a virtual fixed tiltmeter.

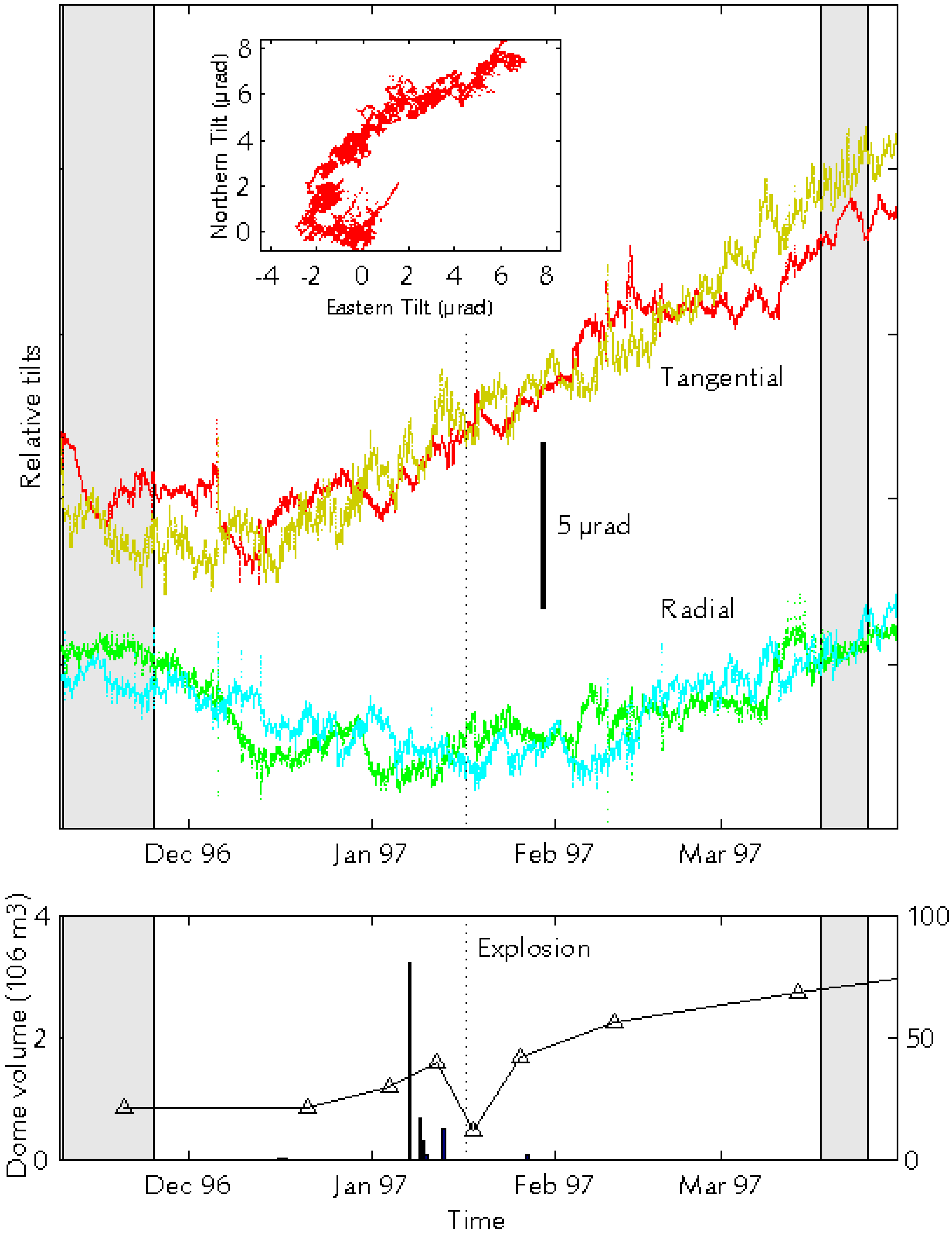


Figure 4. (a) Relative tilt signals at Deles station for two components in the tangential direction (CH379 and CH427) and two components in the radial direction (CH376 and CH429). Each signal is corrected from temperature effects by a non-stationary linear method. Inset plot shows the horizontal projection of the motion of the tip of the normal to ground surface (radial versus tangential average signal). (b) Dome volume estimation (solid line and triangles) and number of pyroclastic flows (bars) within the period. Dashed zones represent GPS campaign periods. Dotted vertical line corresponds to the time of explosion (January 17th, 1997, 1034 LT).

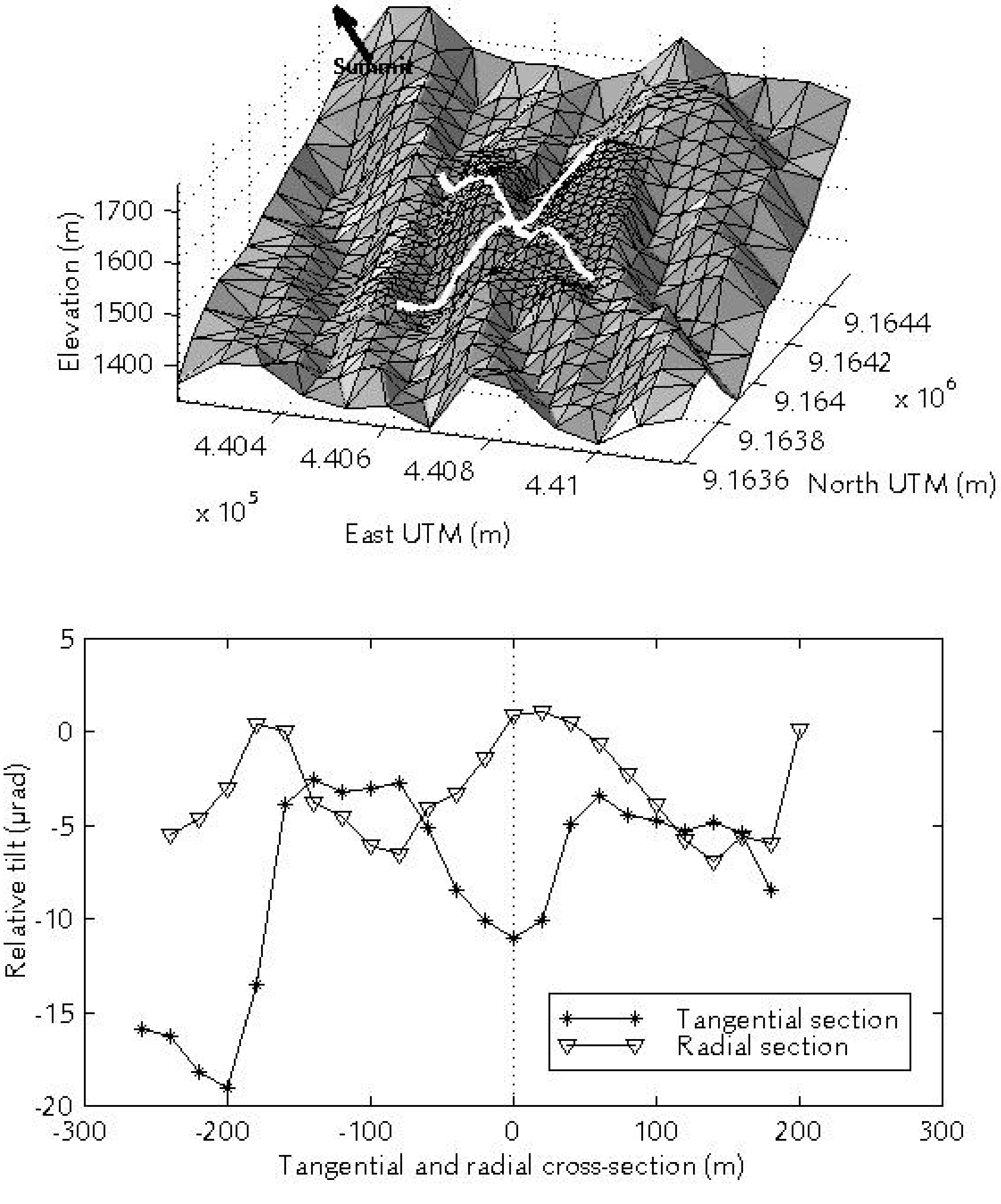


Figure 5. (a) 3D mesh of topography around the Deles tilt station derived from a digitized US Army map. Elements are Delaunay-type and the smallest are 20 meters wide. The two heavy lines represent tangential and radial cross-sections. (b) Relative tilts computed along the cross-sections for the final ellipsoidal source solution.

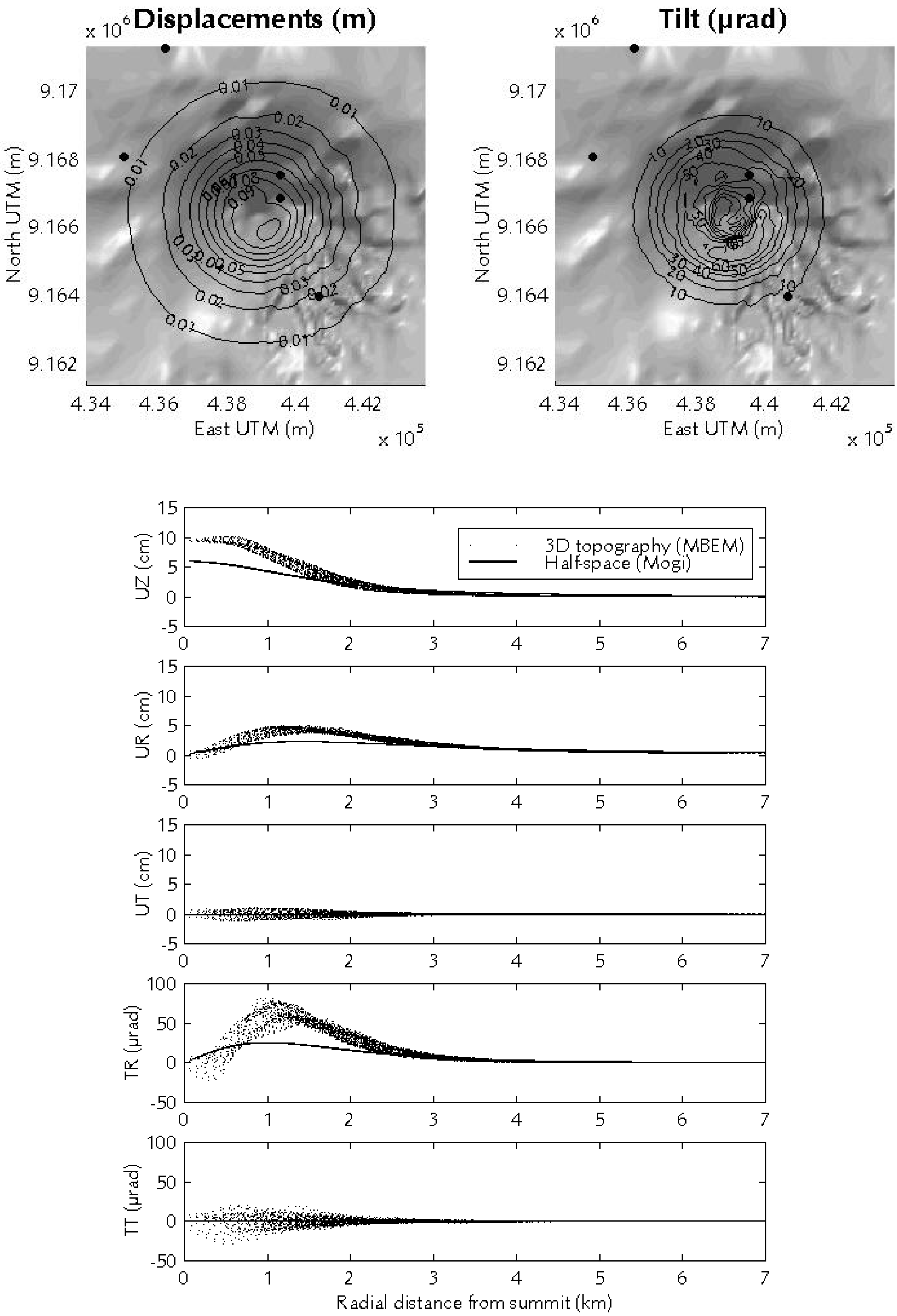


Figure 6. Displacements and tilts amplitudes associated with a 1-million m3 inflation in a spherical magma chamber located below the summit (aseismic zone). (a) Horizontal view in contour lines of iso value over lighted topography. (b) Each point represents a location on the meshed surface. Data are presented in a cylindrical referential centred at Merapi summit. Solid lines show the same parameters for the half-space solution. 3D topography effects are clearly observed especially on tangential displacement and tilt.

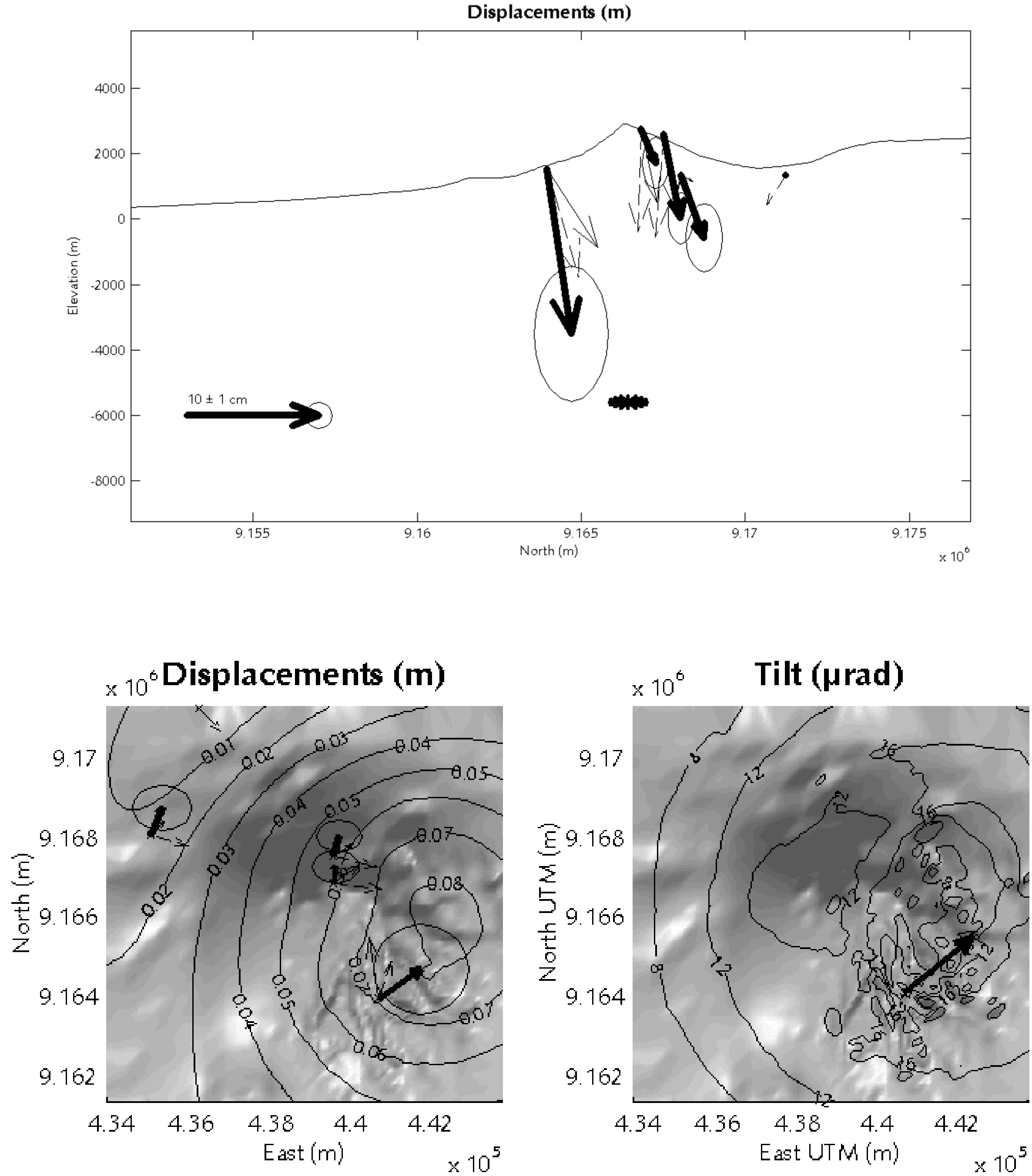


Figure 7. GPS displacements and tilt data with ellipsoidic errors (heavy solid line), and final model solution. (a) South-North vertical projection of displacements. (b) Horizontal projection of displacements. (c) Horizontal projection of relative tilt. On (a) & (b), light solid lines stand for the model relative displacements, and dotted lines for the model absolute displacements. On (b) & (c), level curves show relative displacement and tilt amplitudes. Local effects on tilts are obvious.

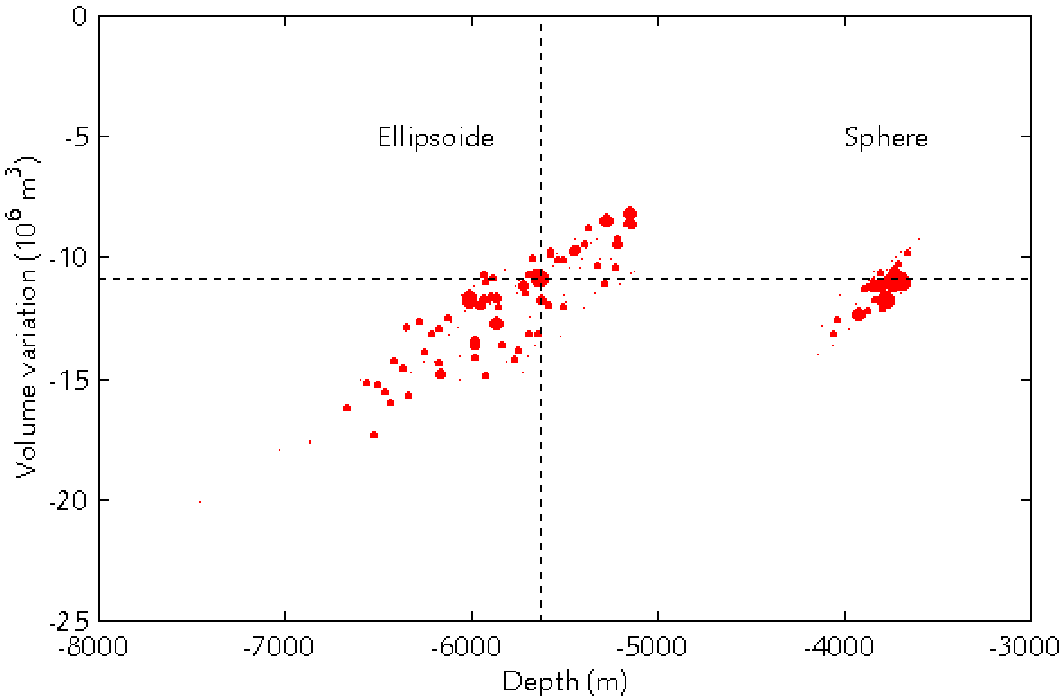


Figure 8. Model spaces for ellipsoidal and spherical source, as a function of volume variation versus depth. Dot size stands for probability of each model. A positive correlation appears for both models. The source geometry affects only the depth, not the volume variation.

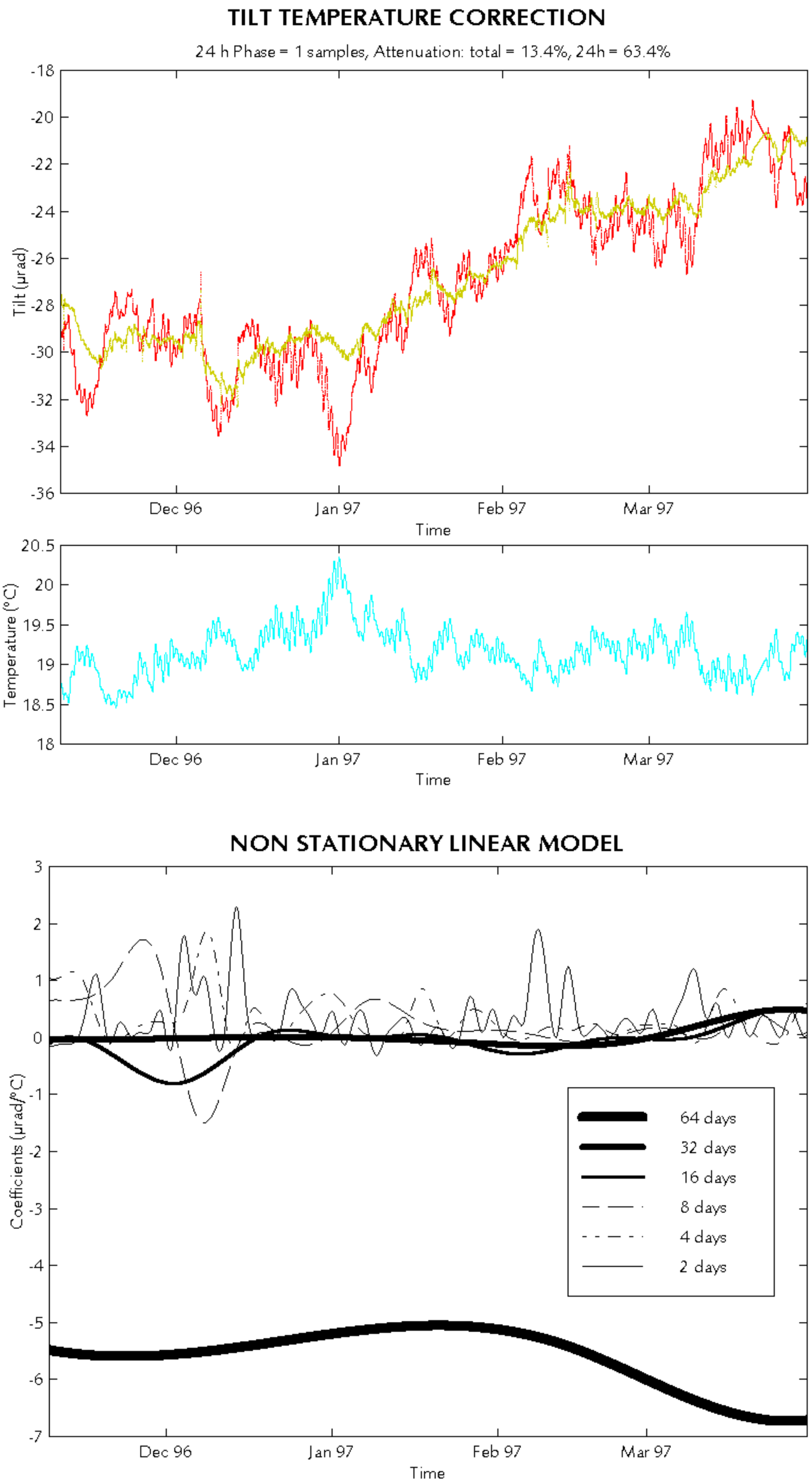


Figure A1. Example of temperature correction on tilt signal (CH379, tangential). (a) Original tilt (dotted) and final corrected tilt (solid), following temperature and (b) linear evolutive functions Cp(t) for each p values.

4.3 Modélisation du champ de déformation proche

4.3.1 Introduction

Phénoménologie

Les observations visuelles réalisées au sommet du Merapi nous permettent de dresser une ébauche de la phénoménologie impliquée. Il y a production d'un dôme de lave visqueuse localisée dans le cratère principal depuis plusieurs dizaines d'années, ce qui nous permet de supposer la présence d'un unique conduit, plus ou moins centré dans le fond du cratère. Le volume et la géométrie de ce dôme varient dans le temps, d'une part, à cause d'un flux de masse très variable, et, d'autre part, en raison des écroulements gravitaires continuels, des explosions et émissions de nuées ardentes qui déplacent une part importante de la masse vers les flancs du volcan.

Deux types de matériaux sont donc mis en jeu : (1) la lave chaude et visqueuse, se comportant comme un fluide en mouvement (densité r_a et viscosité μ) et (2) l'encaissant froid et fracturé, se comportant comme un solide élastique quasi statique (densité r_r et module d'Young G). La structure de l'encaissant est constituée d'une topographie complexe (fractures, cratère profond et ouvert) et d'un conduit vertical (approché par un cylindre de rayon a). Suivant toutes ces hypothèses, les différentes sources de déformations à considérer sont (voir Figure 4.2) :

- une pression appliquée sur le fond et les bords du cratère, dépendant de la hauteur h de lave en chaque point : $P(h) = P_{atm} + r_a.g.h$;
- une pression dans le conduit, appliquée sur ses parois, dépendant de la surpression dans la chambre profonde, du dégazage du magma et équilibrée par les variations de hauteur du dôme au dessus du conduit h_{max} : $P = r_a.g.h_{max} + \Delta P$;
- une contrainte de cisaillement due aux frottements visqueux du magma sur les parois du conduit (fluide Newtonien en écoulement laminaire de vitesse w) : $t = \mu.\partial w/\partial r$.

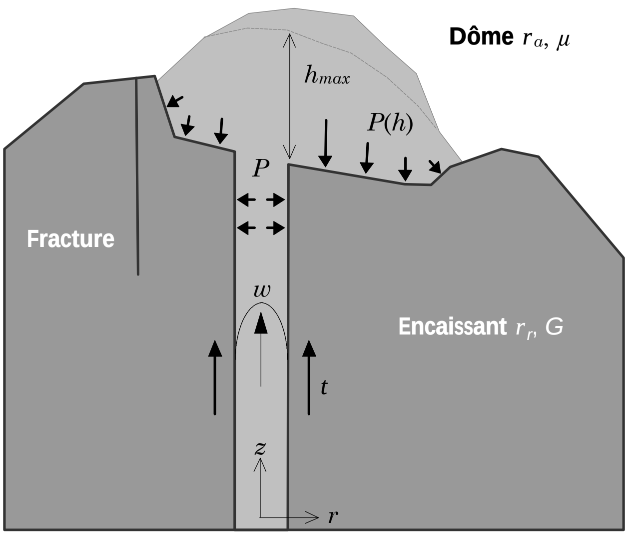


Figure 4.2. Schéma des structures et comportements mis en jeu au sommet : encaissant avec fractures sub-verticales et conduit magmatique et dôme à géométrie variable. Trois sources de déformation sont envisagées : (1) pression sur le fond du cratère due au poids du dôme $P(h)$, (2) pression dans le conduit P, et (3) contrainte de cisaillement t due aux frottements visqueux du magma (w la vitesse verticale du magma).

Données disponibles

L'étude du comportement mécanique du dôme n'est pas l'objet de cette étude. Nous avons cependant besoin de sa géométrie tridimensionnelle pour déterminer précisément les pressions appliquées sur le fond et les bords du cratère. Cette géométrie existe sous forme de deux MNT de 1993 et 1994, utilisés lors des modèles gravimétriques [*Jousset*, 1996 ; *Jousset et al.*, 1998], mais aucune description quantitative n'a pu être compilée pour les années 1995 à 1997. Les mesures GPS en revanche, sont complètes et précises pour la période 1993 à 1997. La géométrie de l'encaissant est déterminée par la topographie de 1986 – 1991 (MNT également), avant le début de l'éruption 1992. Enfin, nous possédons une description de la trace des fractures principales en surface [*Sadjiman*, comm. pers., 1997].

La chronologie de l'acquisition de ces données nous a malheureusement obligé à traiter les sources de déformation indépendamment, avec des structures différentes. Nous verrons tout d'abord les effets calculés du poids du dôme entre 1993 et 1994, sans fractures, puis les effets combinés de la pression et du frottement dans le conduit magmatique, entre 1993 et 1997, avec les fractures.

4.3.2 Effets du poids du dôme : 1993 - 1994

Nous considérons la lave du dôme comme ayant un comportement fluide. Pour estimer la variation de pression appliquée sur le fond du cratère, nous avons calculé la différence de hauteur entre les dômes de 1993 et 1994 (voir Figure 4.3).

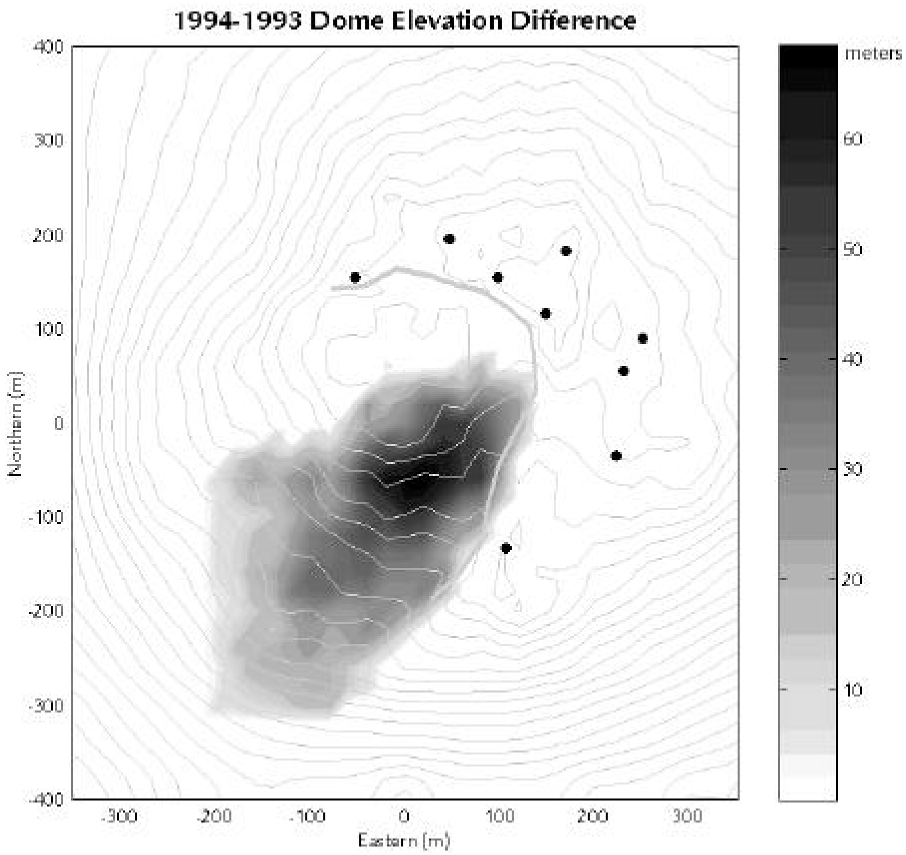


Figure 4.3. Différence de hauteur (en mètres) entre les dômes de 1993 et 1994.

La différence de pression en chaque point est donnée par $\Delta P_{94\text{-}93} = r_a.g.(h_{94} - h_{93})$. En élasticité linéaire, et pour une même géométrie de l'encaissant, la différence des déplacements dus à tout le dôme de 1994 et dus à tout le dôme de 1993 sont égaux aux déplacements induits par la portion de dôme 1994–1993.

Nous avons fixé la densité de la lave à r_a = 2400 kg/m³ [*Jousset*, 1996] et le module d'Young à G = 30 GPa (module dynamique estimé par la vitesse des ondes sismiques). Cette valeur un peu élevée est assez arbitraire mais nous n'avons pour le moment pas les moyens de la contraindre. D'après *Cayol & Cornet* [1998a], le module statique peut être un ordre de grandeur en dessous du module dynamique. Les déplacements calculés étant inversement proportionnels à G, ils pourront être ajustés en amplitude *a posteriori*.

Les résultats du calcul effectué avec le code *MBEM* sont présentés en vue horizontale à la Figure 4.4. Le champ de déplacement est essentiellement vertical vers le bas, avec une amplitude moyenne sur les points GPS de 0.3 cm. Les déplacements horizontaux sont pratiquement uniformes en direction, orientés vers le nord-est, et d'amplitude moyenne 0.15 cm. Ceci est dû à l'inclinaison importante du fond du cratère du Merapi (environ 30°).

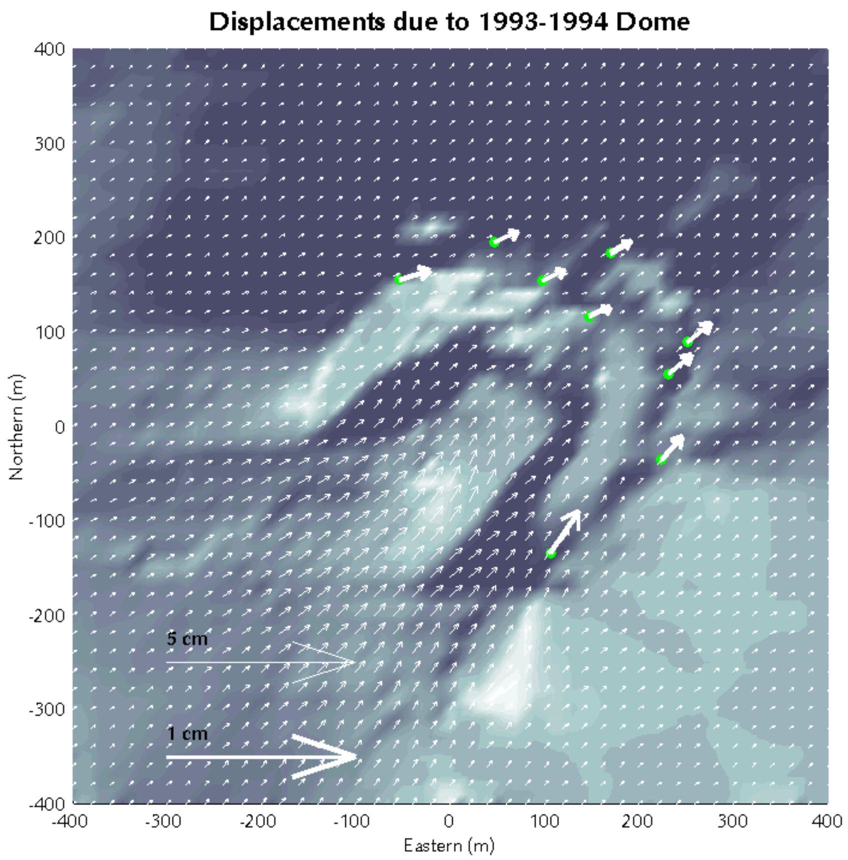


Figure 4.4. Champ de déplacements dû à l'effet du poids différentiel du dôme 1994 – 1993. Les flèches en gras représentent les déplacements aux points GPS (échelle différente).

Même en considérant un module d'élasticité 10 fois plus faible (3 GPa), ces déplacements ne dépassent pas les incertitudes sur les déplacements observés entre 1993 et 1994. En outre, les directions ne sont pas du tout en accord avec nos mesures. Nous en concluons que, lorsque l'encaissant n'est pas fracturé, les variations du poids du dôme ont un effet négligeable sur les déplacements.

4.3.3 Pression et frottement axial dans le conduit : 1993 - 1997

Nous considérons maintenant les deux autres sources de déformation envisagées : pression et frottement axial sur les parois du conduit. Ne connaissant pas les amplitudes respectives *a priori* de ces deux effets, nous allons étudier le champ de déplacements avec des valeurs de pression P et de contrainte cisaillante τ normalisées par le module d'élasticité G : $P/G = \tau/G =$ 1/30 000. L'unité arbitraire des déplacements présentés correspond à des millimètres si G = 30 GPa et P = 1 MPa par exemple. Les deux calculs de champs de déplacements, pour une structure donnée, vont être effectués séparément : $\mathbf{u}(P)$ et $\mathbf{u}(\tau)$. La stratégie adoptée ici est l'introduction progressive des différentes fractures mises en jeu, de façon à en discerner les effets respectifs sur le champ de déplacement. Lorsque nous aurons déterminé quelles fractures permettent au mieux la restitution du champ de déplacement observé (zones définies au Chapitre 3), nous procéderons à une inversion de ces deux paramètres par combinaison linéaire $\mathbf{u}(P,\tau) = \alpha\mathbf{u}(P) + \beta\mathbf{u}(\tau)$, en optimisant α et β pour ajuster nos mesures GPS.

Maillage de la topographie, du conduit et des fractures

La définition géométrique des éléments du maillage a demandé une attention particulière. D'une part, il a fallu construire un conduit cylindrique vertical qui recoupe le fond du cratère, et, d'autre part, les noeuds définissant les fractures verticales doivent être compatibles avec ceux des éléments en surface.

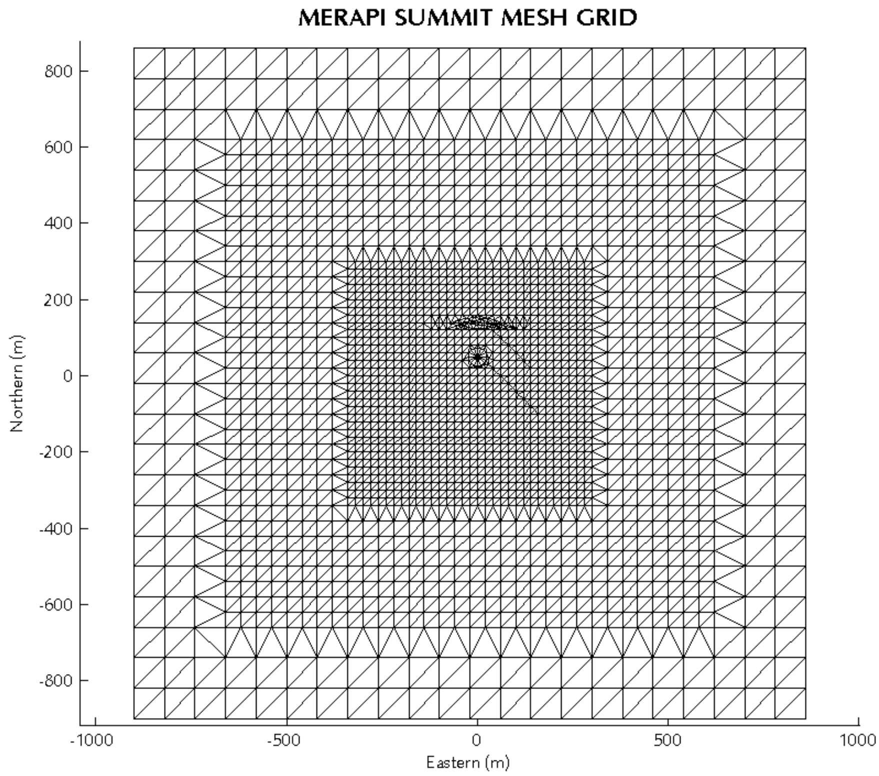


Figure 4.5. Vue horizontale de l'ensemble du maillage de la topographie du sommet avec des éléments triangulaires de taille variable. On distingue les principales structures considérées : conduit cylindrique, fractures verticales de *Gendol*, *Lava 56* et *Dome 1*.

La Figure 4.5 montre le maillage final de la surface en projection horizontale. La surface libre et le conduit forment une surface continue. Pour respecter les conditions de calcul de la

méthode *MBEM*, le conduit a dû être fermé à son extrémité profonde, et la surface libre a dû être complétée par une boîte virtuelle. Les dimensions des structures mises en jeu sont :

- *surface libre* : topographie 1986, environ 1600 × 1600 m ;
- *conduit* : vertical, rayon = 25 m, profondeur = 450 m ;
- *fracture Gendol* : radiale au conduit N135°, longueur = profondeur = 250 m ;
- *fracture Lava 56* : N90°, longueur = profondeur = 250 m ;
- *fracture Dome 1* : N135°, longueur = profondeur = 200 m.

Calcul avec une structure sans fracture

Le premier calcul effectué avec la surface libre et le conduit mais sans fracture, est présenté à la Figure 4.6. Le graphe supérieur correspond au calcul avec la pression, le graphe inférieur correspond au calcul avec le frottement axial. Le champ de déplacement est représenté par des flèches en trait fin à chaque noeud du maillage (échelle ajustée en fonction du déplacement maximum sur la surface libre), et des flèches en trait gras obtenues par interpolation aux points GPS (échelle plus petite, identique pour tous les calculs qui vont suivre).

Avec la pression, les déplacements sont essentiellement horizontaux. On voit sur le champ de déplacement que l'effet du conduit ne se voit pratiquement plus lorsqu'on s'éloigne de celui-ci. La solution analytique d'un cylindre sous pression dans un milieu infini prévoit en effet une décroissance de l'amplitude des déplacements en $1/r^2$, ce que l'on retrouve globalement ici. En revanche, avec le frottement axial, les déplacements ont une très forte composante verticale d'une part, et, d'autre part, sont encore visibles à 400 m du conduit.

Pour les deux calculs, on détecte un effet significatif de la topographie asymétrique du sommet : les déplacements ne sont pas exactement radiaux au conduit, notamment sur les deux points extrêmes aux bords ouverts du cratère (nord et sud-est). Contrairement à l'effet du poids du dôme, les deux sources dans le conduit produisent un écartement des bords du cratère principal, comme les observations le montrent depuis 1992.

Calcul avec fracture *Gendol*

La fracture *Gendol* nous a semblé la plus importante à introduire dans la structure du sommet car étant radiale au conduit, elle va intuitivement s'ouvrir et donc produire un déplacement important de la partie sud-est (zone 4) vers le sud. Les résultats sont présentés Figure 4.7. Pour les deux types de sources, les déplacements sont amplifiés et modifiés en direction par cette discontinuité : la partie au sud de la fracture montre un champ de déplacement significatif (même avec la source de pression), visible jusqu'à environ 100 m de celle-ci.

Avant d'introduire la seconde fracture *Lava 56*, nous avons calculé les contraintes dans le milieu continu localisées dans le plan de la fracture. Nous présentons à la Figure 4.8 la contrainte normale (convention : contrainte positive = compression). Avec la source de pression, on retrouve une zone de compression plus ou moins rectangulaire, trace du conduit, avec une compression maximale de 0.1 MPa (10% de la source). En revanche, la contrainte normale près de la surface et sur la partie ouest du plan de fracture est pratiquement nulle et même légèrement en traction. Cette zone correspond en effet à la partie « libre » du bord du cratère. Avec la source de cisaillement, le résultat est un peu plus inattendu : les 2/3 inférieurs du plan de fracture sont en traction (jusqu'à 25% de la source) et le tiers supérieur jusqu'à la surface est en compression.

Calcul avec deux fractures : *Gendol* et *Lava 56*

Les calculs effectués avec les deux fractures *Gendol* et *Lava 56* sont présentés à la Figure 4.9. Avec la source de pression, le résultat est très significatif sur la zone au nord de la nouvelle fracture introduite : le point situé le plus à l'ouest montre maintenant un faible déplacement vers l'est, traduisant un mouvement dextre de la fracture. Les deux autres points au nord sont également affectés, dans une moindre mesure, de la même manière : déplacements atténués et légère rotation des vecteurs dans le sens horaire. Avec la source de cisaillement axial, l'effet de cette fracture n'est pas significatif sur le champ de déplacement.

Ceci nous permet de discuter deux points importants : (1) les déplacements observés dans la zone 1 sont totalement incompatibles avec ce modèle. Soit la fracture a été mal localisée à cet endroit — elle passerait plutôt au nord du point GPS —, soit celle-ci est moins étendue vers l'ouest. (2) Le fait de ne pas pouvoir prendre en compte les frottements sur les discontinuités limite l'utilisation du programme *MBEM* lorsque les fractures ne se comportent pas en ouverture.

Pour palier à ce problème, nous avons décidé de limiter l'étendue de la fracture *Lava 56* au tiers Est de sa longueur, au niveau de son intersection avec la fracture *Dome 1*.

Calcul avec 20% fracture *Gendol* et *Lava 56*

Avant d'introduire une troisième discontinuité, nous avons réalisé un calcul avec une fraction de la fracture *Gendol* (20% à partir du conduit). Cette fracture jouant un grand rôle dans notre modèle, ce calcul permet de déterminer s'il paraît réaliste de la prendre en compte sur toute sa longueur. Les résultats sont présentés Figure 4.9 (champ de déplacement) et Figure 4.11 (contrainte de cisaillement). Les deux types de source induisent bien une contrainte de cisaillement importante, qui tend à faire progresser la fracture vers l'extérieur. Le calcul ne prenant pas en compte le poids des terrains, ces résultats sont à considérer avec précaution, notamment en ce qui concerne le cisaillement en profondeur. Il est probable qu'en ajoutant une pression lithostatique, la fracture ne se propage qu'en surface.

Calcul avec trois fractures : *Gendol*, 30% *Lava 56* et *Dome 1*

Notre dernier calcul a été réalisé avec trois fractures simultanées : *Gendol*, *Dome 1* et les 30% Est de la fracture *Lava 56*. Le champ de déplacement est présenté à la Figure 4.12. Les déplacements des points situés à l'est de la nouvelle fracture *Dome 1* sont atténués (zones 2 et 3) et ceux de la zone 1 ont été amplifiés et sont orientés vers le nord, y compris pour la source de cisaillement.

Cette configuration est la plus compatible avec nos observations de terrain et nous l'utiliserons donc pour notre calcul d'inversion.

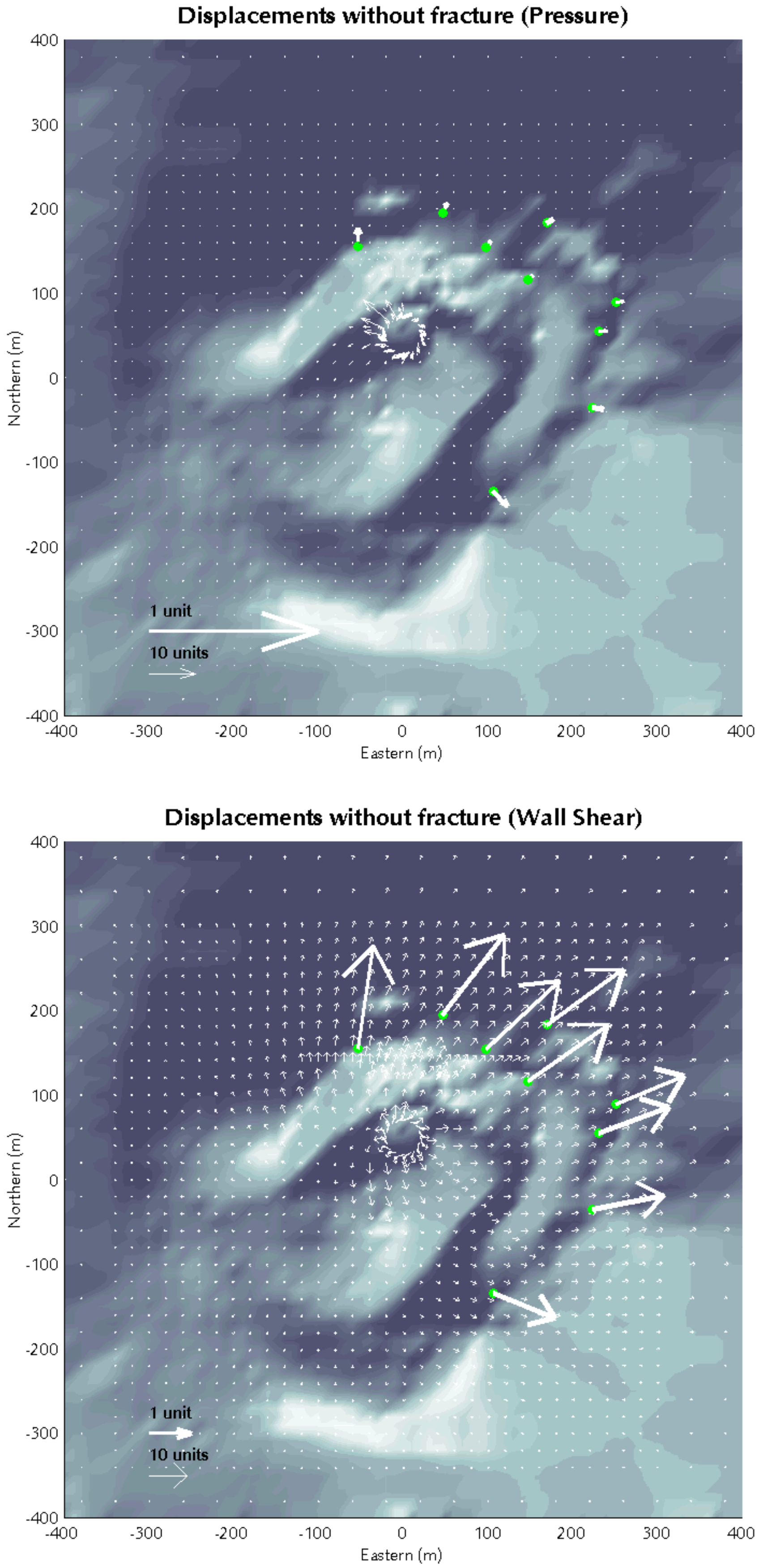


Figure 4.6. Champ de déplacements sans fracture : *(a)* pression, *(b)* cisaillement. Les flèches en trait gras correspondent aux déplacements aux points GPS (échelle différente).

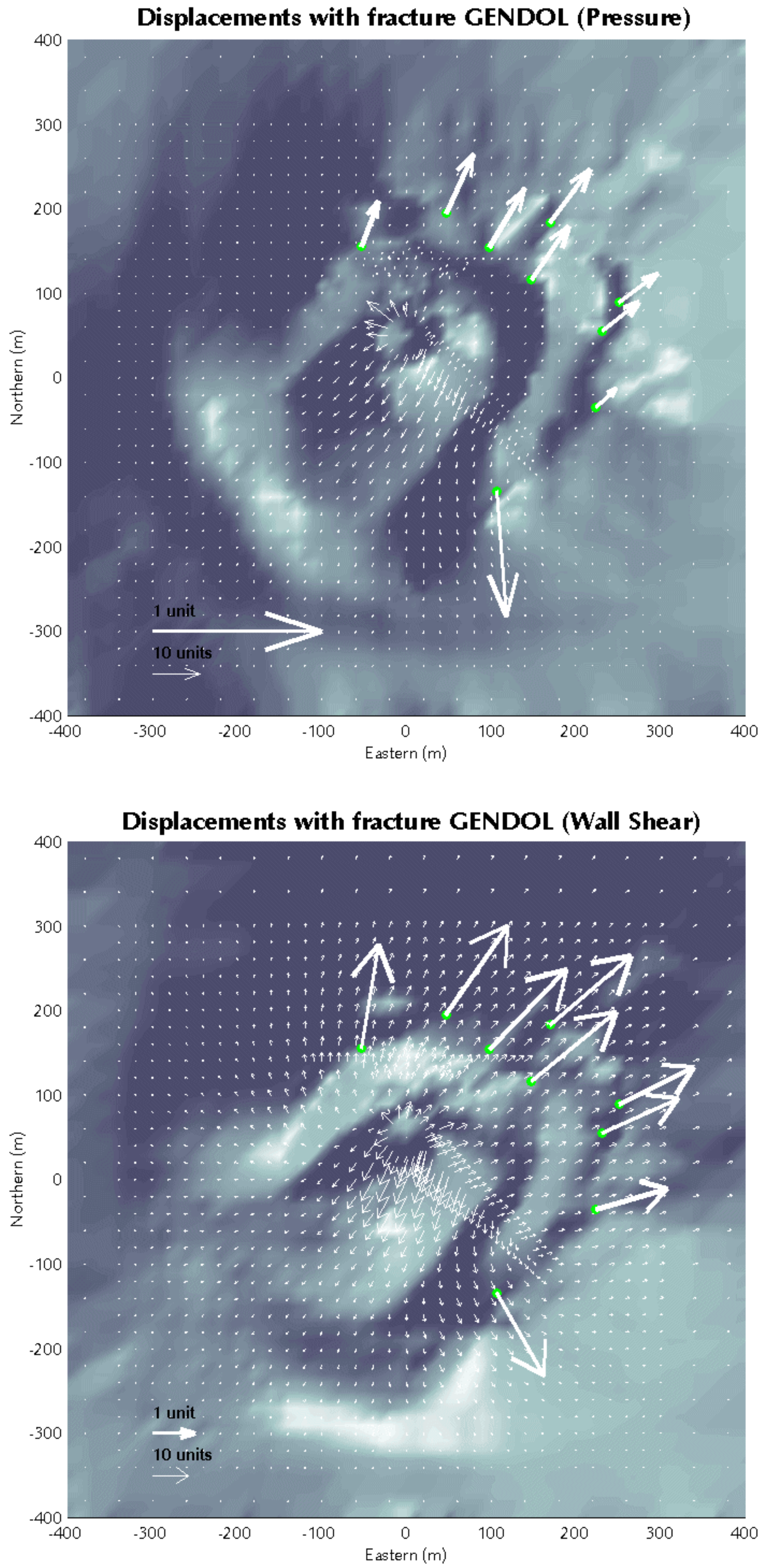


Figure 4.7. Champ de déplacements avec fracture *Gendol* : *(a)* pression, *(b)* cisaillement.

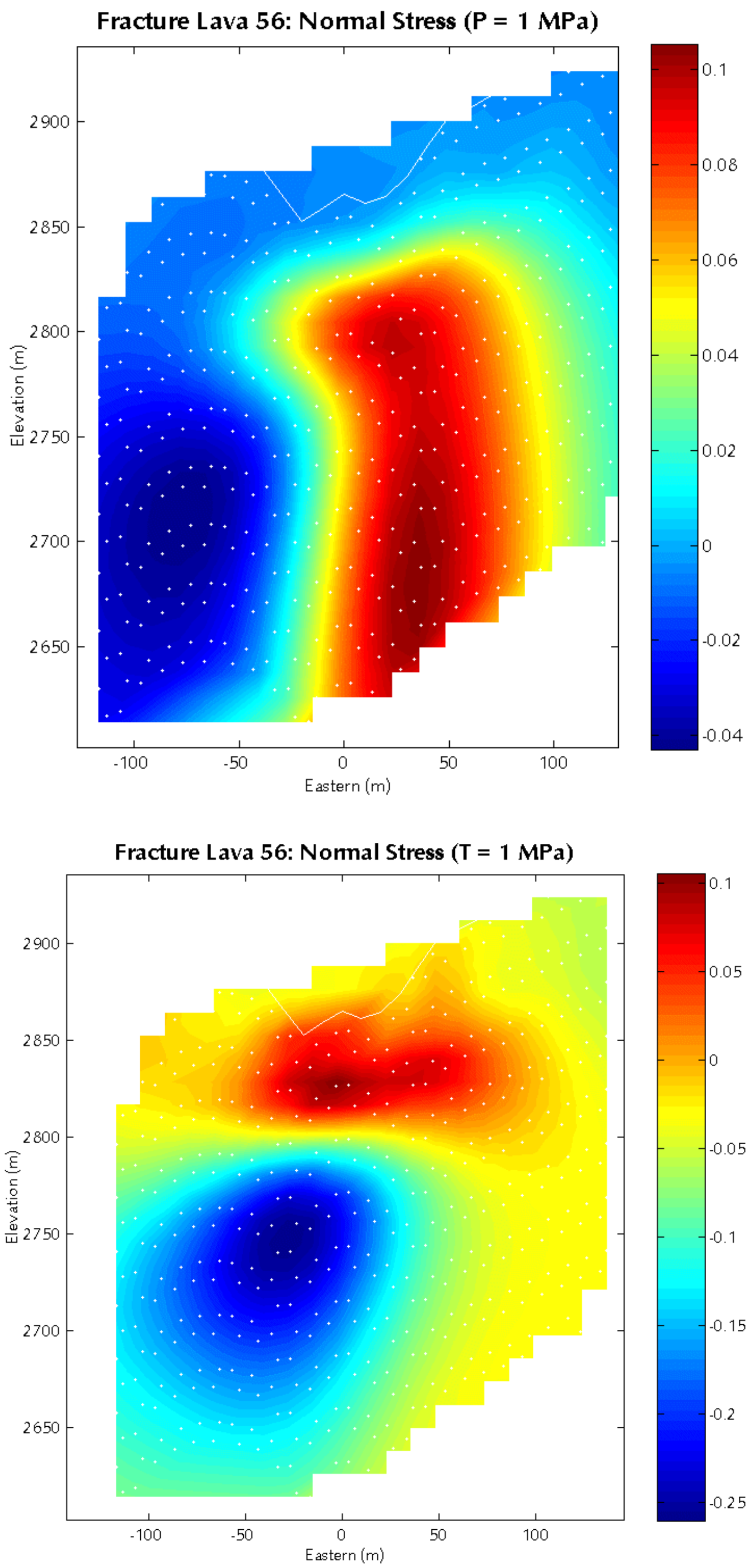
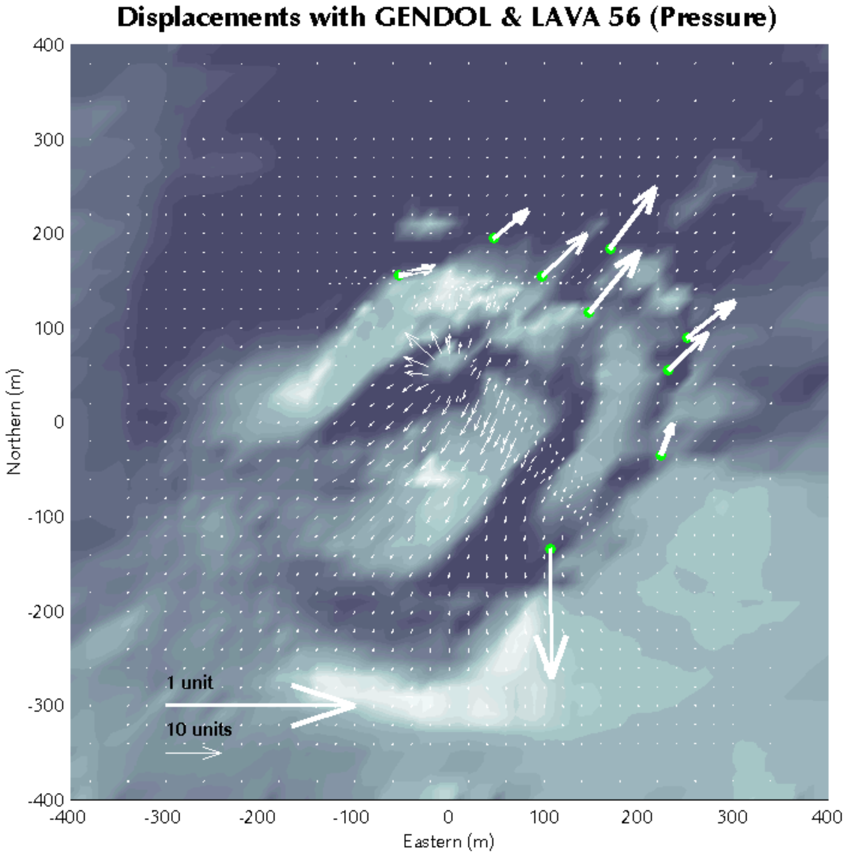


Figure 4.8. Contraintes normales calculées sur le plan de fracture *Lava 56* (non définie en tant que telle) avec la fracture *Gendol* : *(a)* pression, *(b)* cisaillement.



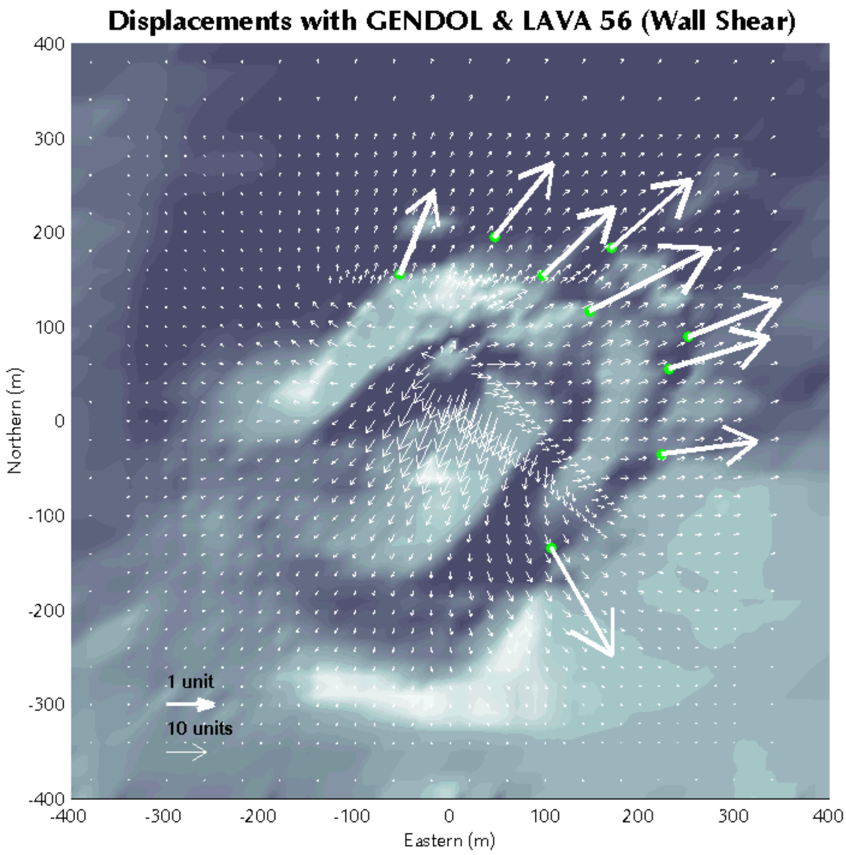
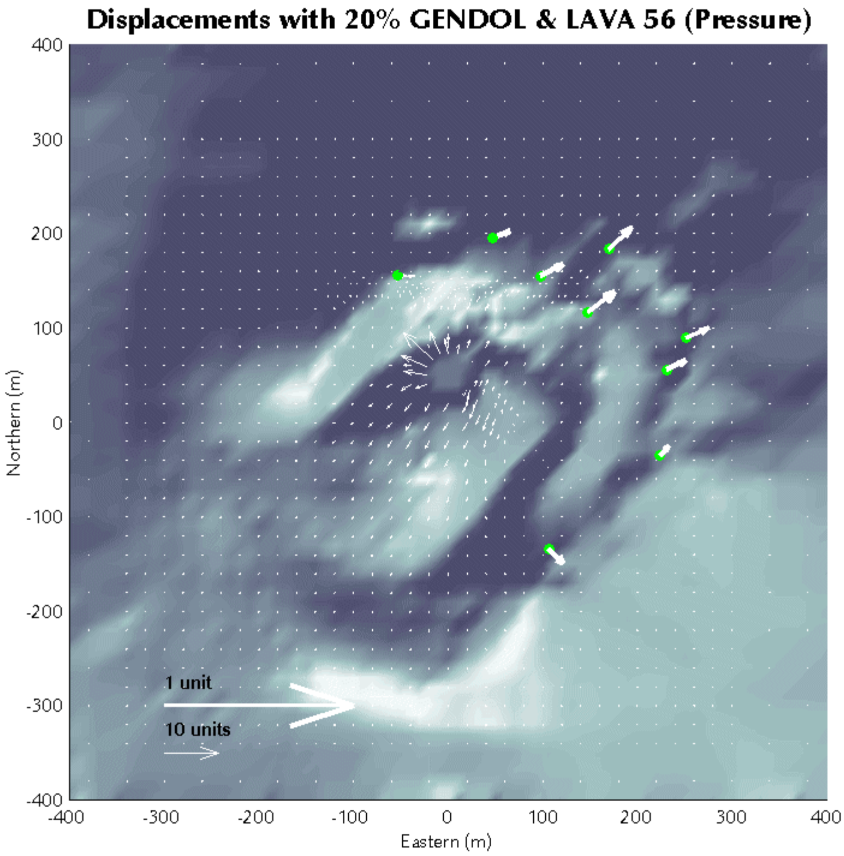


Figure 4.9. Champ de déplacements avec fractures *Gendol* et *Lava 56* : *(a)* pression, *(b)* cisaillement.



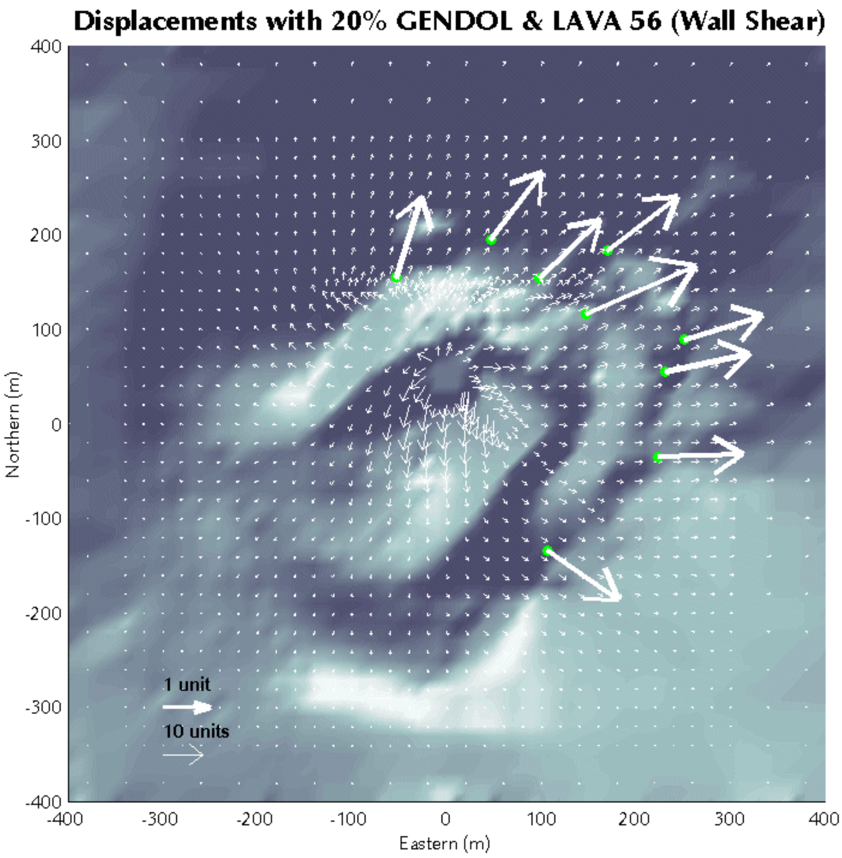


Figure 4.10. Champ de déplacements avec fractures 20% *Gendol* et *Lava 56* : *(a)* pression, *(b)* cisaillement.

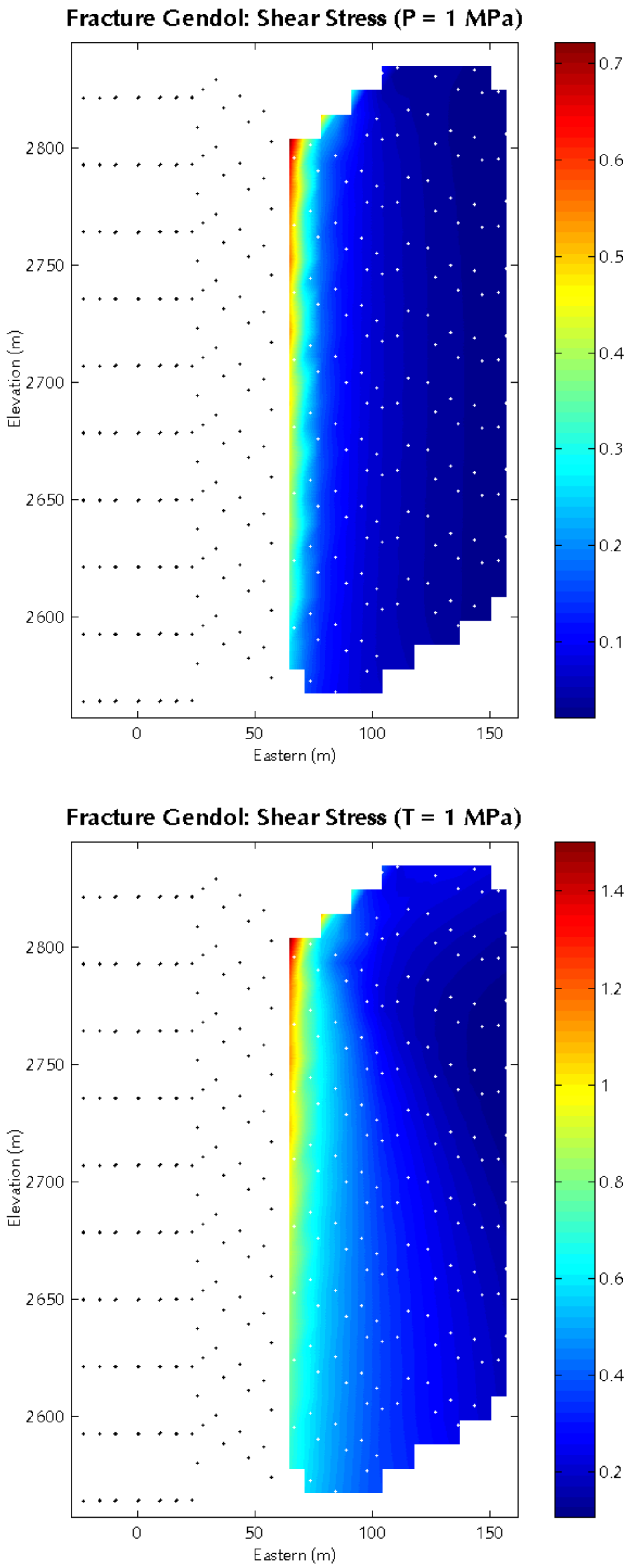


Figure 4.11. Contrainte minimum calculée sur le plan de fracture *Gendol* avec fractures 20% *Gendol* et *Lava 56* : *(a)* pression, *(b)* cisaillement.

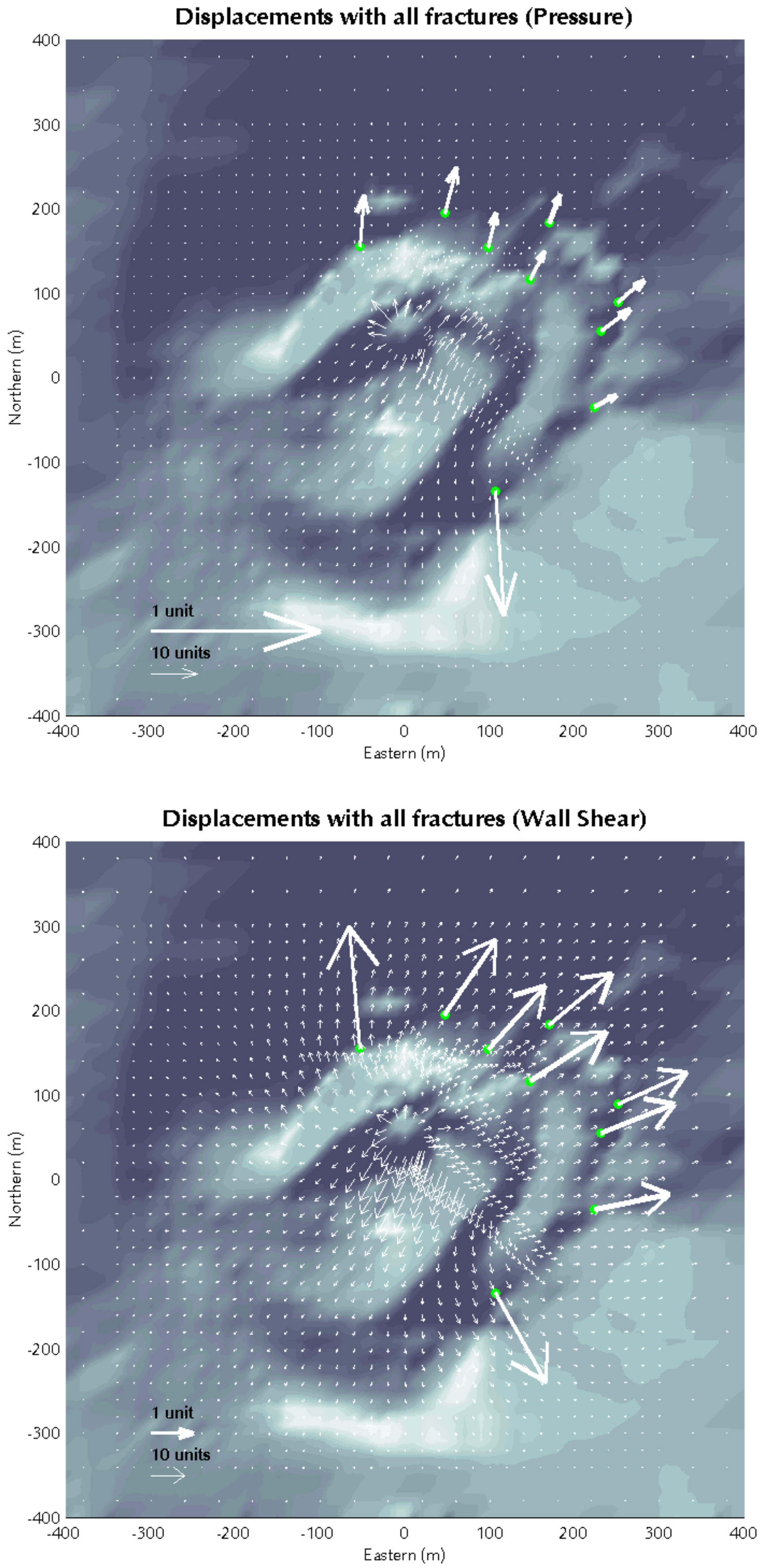


Figure 4.12. Champ de déplacements avec toutes les fractures (*Gendol*, 30% *Lava 56*, *Dome 1*) : *(a)* pression, *(b)* cisaillement.

Inversion des paramètres *P* et *t* à partir des mesures GPS

Pour ajuster les deux paramètres de pression et de cisaillement à partir de nos données, nous avons procédé à une inversion par moindre carrés en explorant de façon systématique tout l'espace des modèles. Pour chaque année, nous disposons de 3 × 9 composantes de déplacements (déplacements relatifs GPS de 1993 à 1997).

Tableau 4.2. Modèle utilisé pour l'inversion : déplacements aux points GPS calculés à partir de pression et de cisaillement unitaires sur les parois du conduit. Les valeurs indiquées correspondent à des mm pour une source de 1 MPa et un module d'élasticité de 30 GPa.

Point	Déplacements calculés avec pression			Déplacements calculés avec cisaillement		
	Est	Nord	Vertical	Est	Nord	Vertical
PUN0	+0.0861	+0.1678	+0.0397	+1.7884	+1.1713	+3.2801
LUL0	+0.0666	+0.1675	+0.0240	+1.4816	+1.2114	+2.8193
MAR2	+0.1532	+0.1284	+0.0620	+1.6266	+0.7476	+2.6903
DOZ0	+0.0556	–0.7338	+0.2101	+1.2099	–2.1085	+3.6830
AYI0	+0.1278	+0.0682	+0.0780	+1.7724	+0.3460	+3.0137
LIL0	+0.0482	+0.2007	+0.0242	+1.3446	+1.4825	+3.3498
NUR0	+0.0687	+0.2680	+0.0492	+1.2052	+1.7825	+3.5102
NTR0	+0.0221	+0.3024	+0.0749	–0.2623	+2.8914	+4.6893
IPU0	+0.1721	+0.1276	+0.0809	+1.7253	+0.6809	+2.9135

Le problème direct est déterminé par les déplacements sur chaque point du réseau, résultants d'une combinaison linéaire des deux types de source (voir Tableau 4.1). Nous définissons alors une fonction écart et recherchons son minimum. La fonction de probabilité du modèle permet d'estimer une incertitude sur la valeur des paramètres ainsi déterminés (voir équations (3), (4) et (5) de l'article *JGR*). Ceci a été effectué pour les quatre jeux de données dont nous disposons. Les résultats sont présentés de la Figure 4.13 à la Figure 4.16 : au graphe supérieur, la fonction de probabilité dans l'espace des modèles (surface) et au graphe inférieur, la comparaison des déplacements horizontaux calculés et observés. Notons que l'estimation d'une incertitude sur nos paramètres (un écart type) nous permet de calculer un ellipsoïde d'incertitude sur les déplacements calculés.

Pour les quatre inversions, la fonction écart ne présente qu'un unique minimum bien localisé (maximum de la fonction de probabilité). Ceci reflète indirectement la compatibilité de notre modèle avec les données. L'ajustement des vecteurs est correct pour l'ensemble du réseau (intersection des deux ellipsoïdes d'incertitude) sauf pour certains points :

- *zone 1* (**NTR**) : le déplacement calculé est systématiquement plus faible en amplitude et sa direction diffère d'environ 30° dans le sens horaire de 1994 à 1997 ;
- *zone 2* (**NUR** et **LIL**) : amplitudes et orientations correctes de 1993 à 1997 ;
- *zone 3* (**LUL**, **PUN**, **MAR**, **IPU** et **AYI**) : amplitudes correctes sauf pour le point **PUN** de 1993 à 1995 et **AYI** en 1994-1995 ;
- *zone 4* (**DOZ**) : amplitudes et orientations correctes de 1993 à 1997.

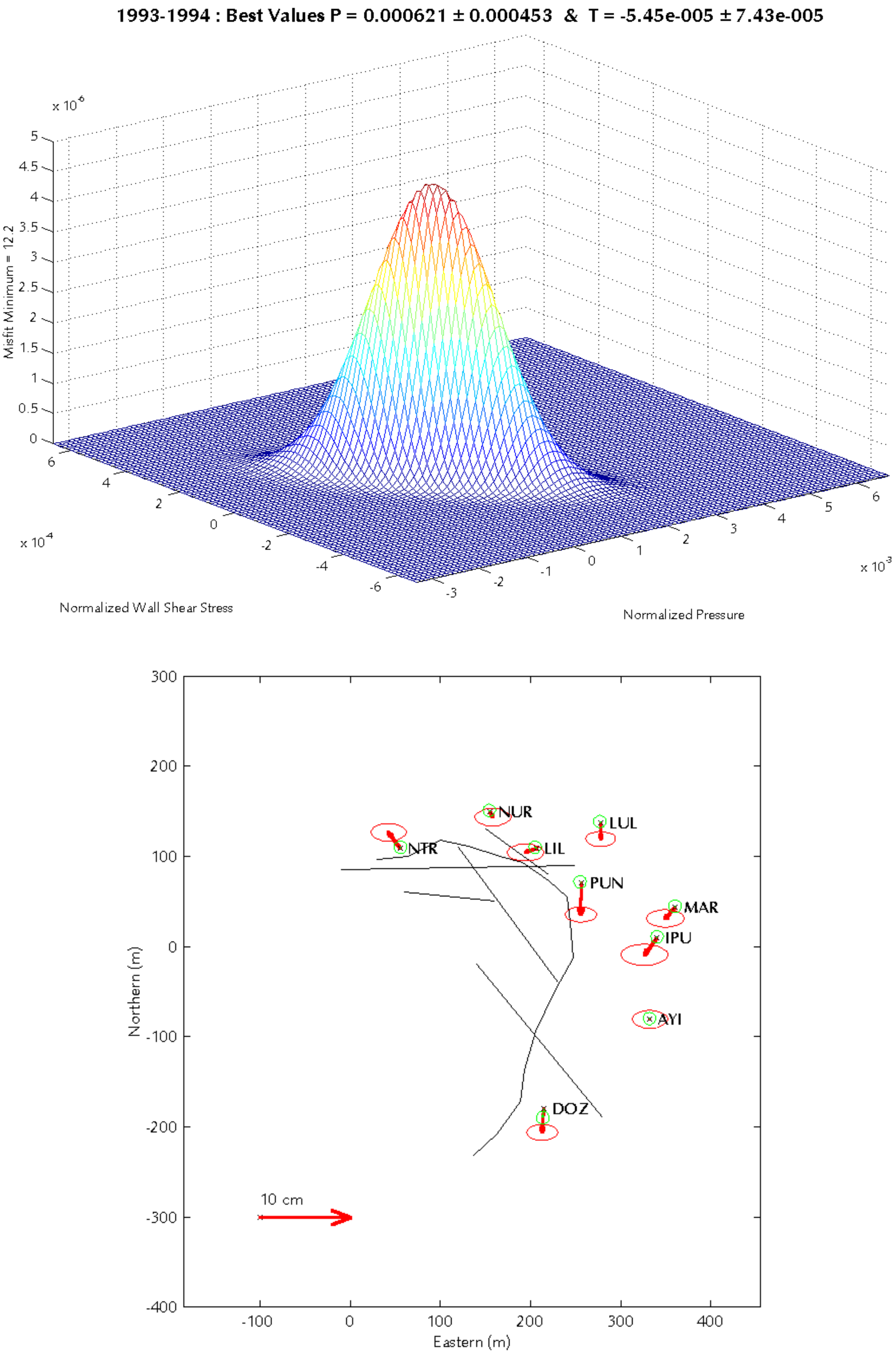
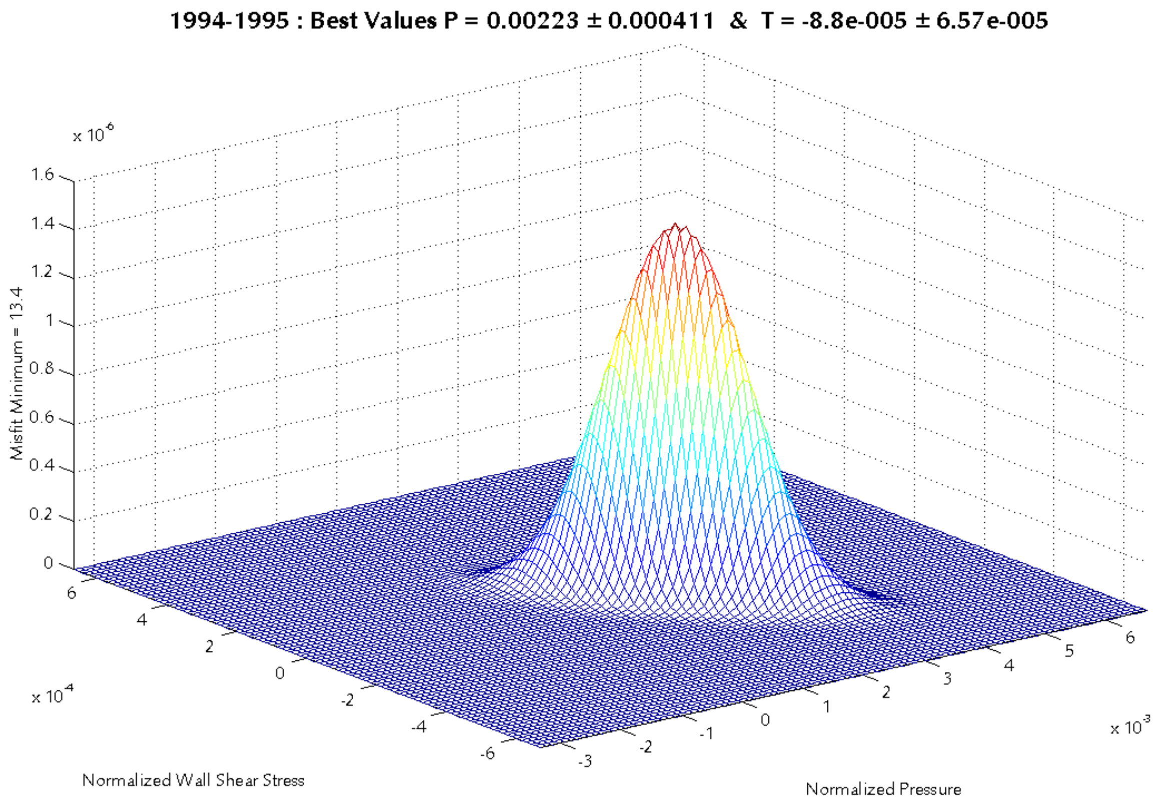


Figure 4.13. Inversion pour la période 1993 – 1994 : *(a)* fonction de probabilité dans l'espace des modèles, *(b)* déplacements observés et calculés avec leurs ellipses d'incertitudes.



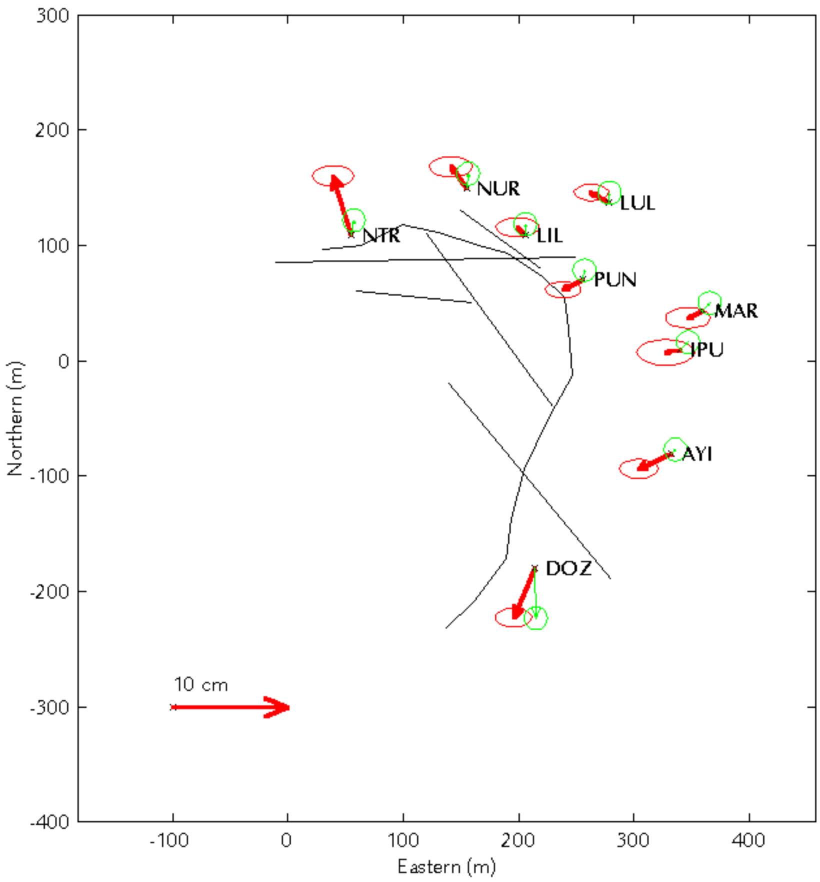
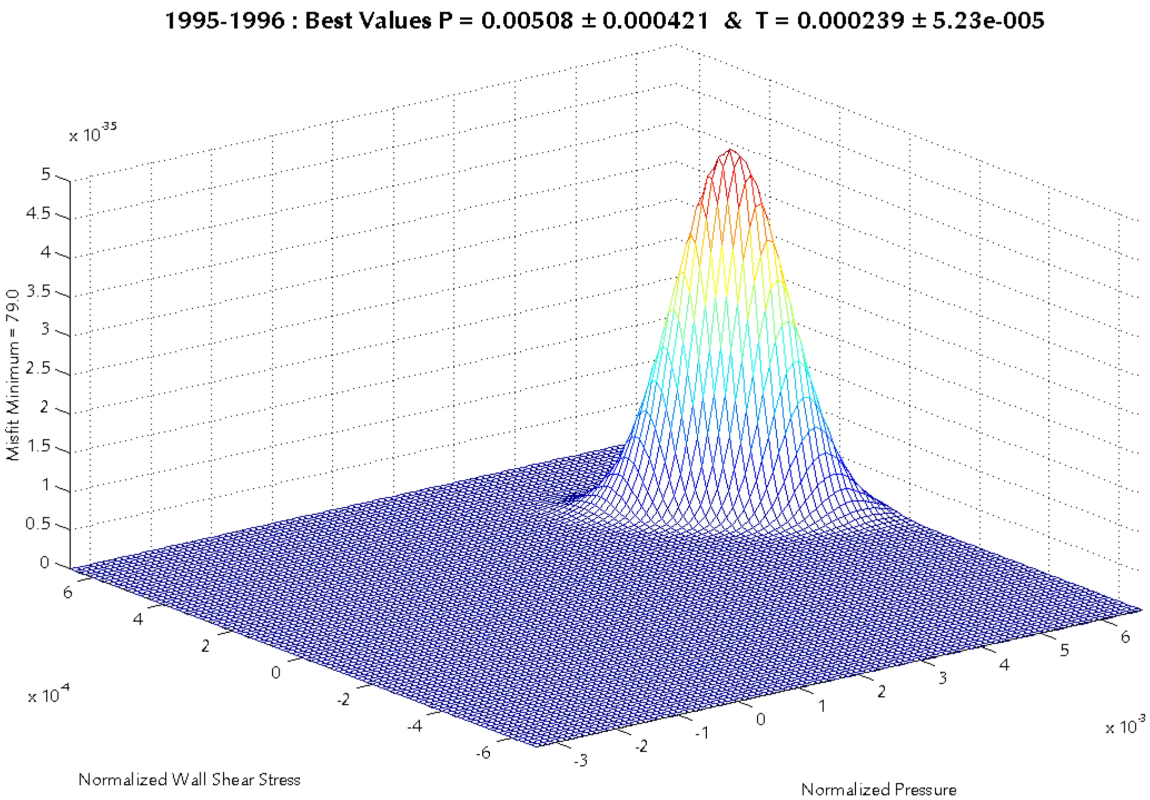


Figure 4.14. Inversion pour la période 1994 – 1995 : *(a)* fonction de probabilité dans l'espace des modèles, *(b)* déplacements observés et calculés avec leurs ellipses d'incertitudes.



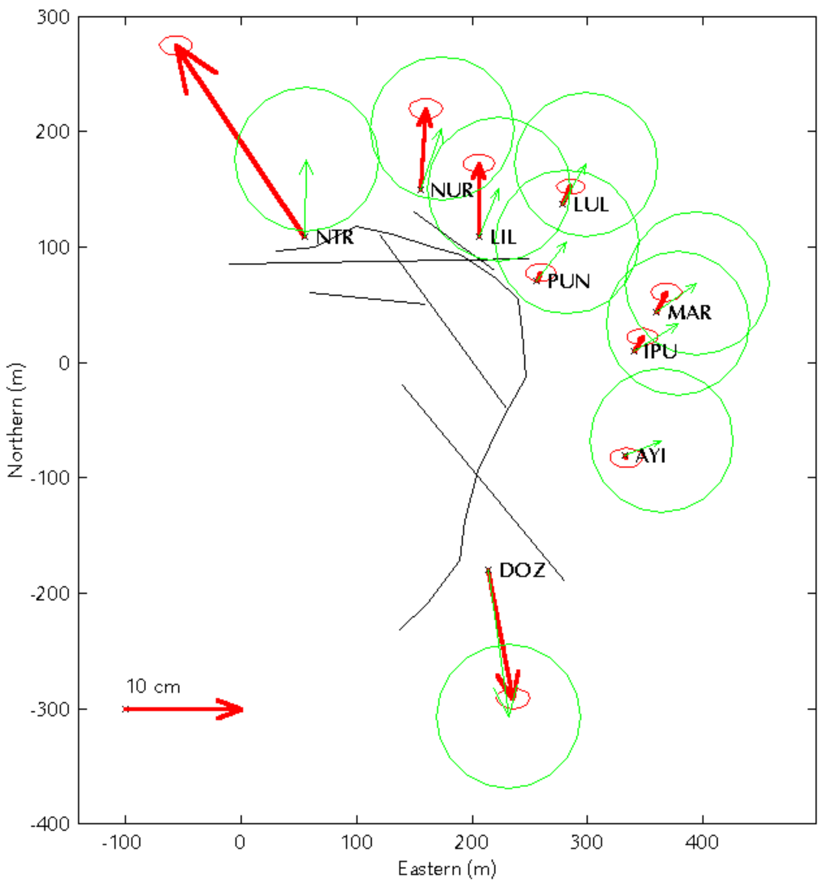


Figure 4.15. Inversion pour la période 1995 – 1996 : *(a)* fonction de probabilité dans l'espace des modèles, *(b)* déplacements observés et calculés avec leurs ellipses d'incertitudes.

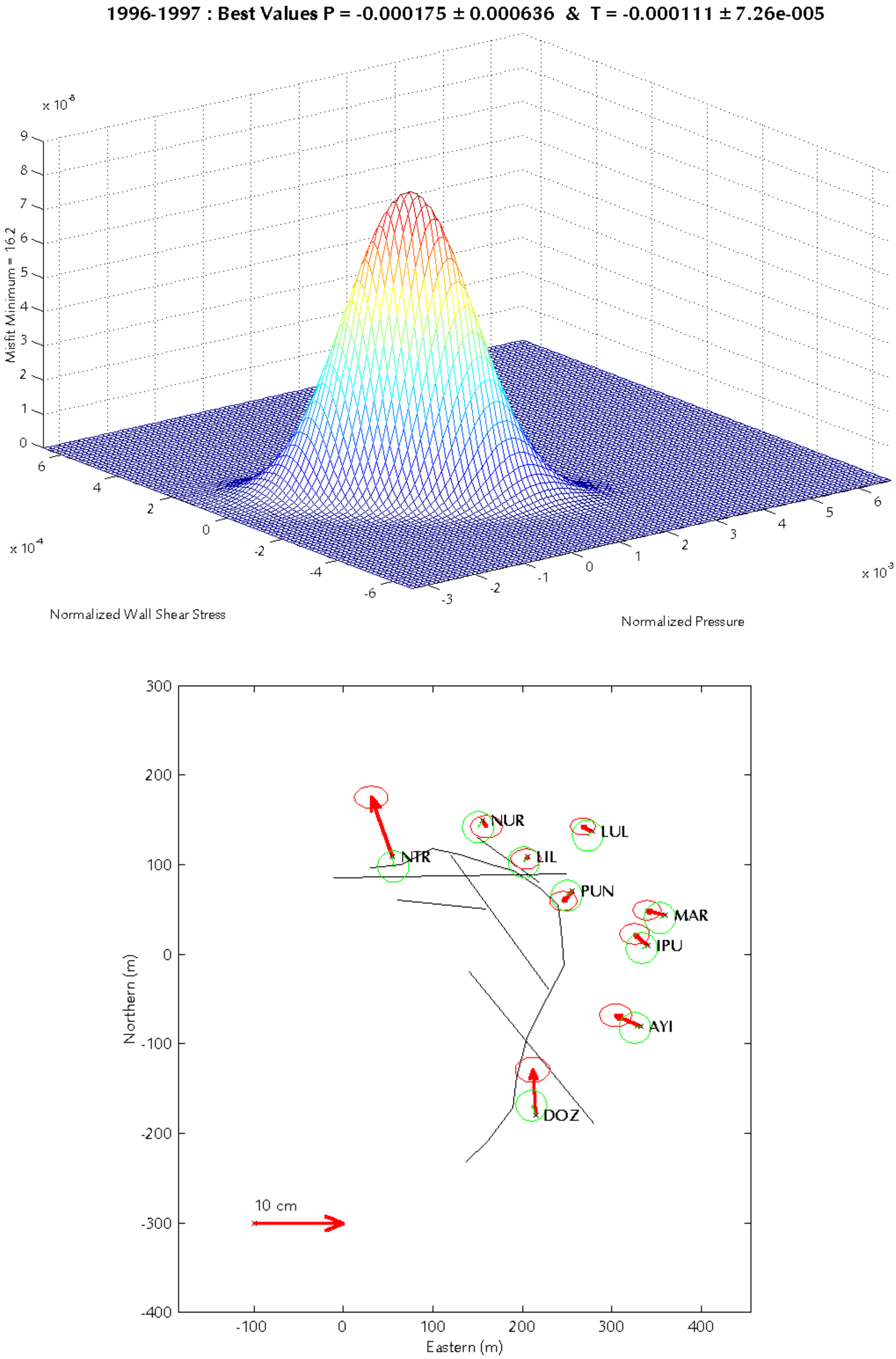


Figure 4.16. Inversion pour la période 1996 – 1997 : *(a)* fonction de probabilité dans l'espace des modèles, *(b)* déplacements observés et calculés avec leurs ellipses d'incertitudes.

Les résultats de l'inversion sont présentés au Tableau 4.3 et à la Figure 4.17 : on obtient l'évolution temporelle des deux paramètres, pression et cisaillement axial. La dernière inconnue de notre problème est le module d'élasticité G. Si celui-ci vaut 10 GPa, les variations de pression atteignent 50 MPa en 1996, et le cisaillement vertical 2 MPa. Ces valeurs sont irréalistes. Nous essayerons au chapitre suivant de déterminer un module d'élasticité équivalent pour le matériau qui constitue le sommet, à partir d'observations indépendantes qui permettent d'estimer la pression et le cisaillement dans le conduit.

Tableau 4.3. Résultat de l'inversion : valeurs des paramètres normalisés par le module d'élasticité (pression et cisaillement) et incertitudes.

Période	Pression (P/G)	Cisaillement axial (τ/G)	Fonction écart
1993 – 1994	$+6.2 \pm 4.5\ 10^{-4}$	$-5.4 \pm 7.4\ 10^{-5}$	12.2
1994 – 1995	$+22 \pm 4.1\ 10^{-4}$	$-8.8 \pm 6.6\ 10^{-5}$	13.4
1995 – 1996	$+51 \pm 4.2\ 10^{-4}$	$+24 \pm 5.2\ 10^{-5}$	79.0
1996 – 1997	$-1.7 \pm 6.4\ 10^{-4}$	$-11 \pm 7.3\ 10^{-5}$	16.2

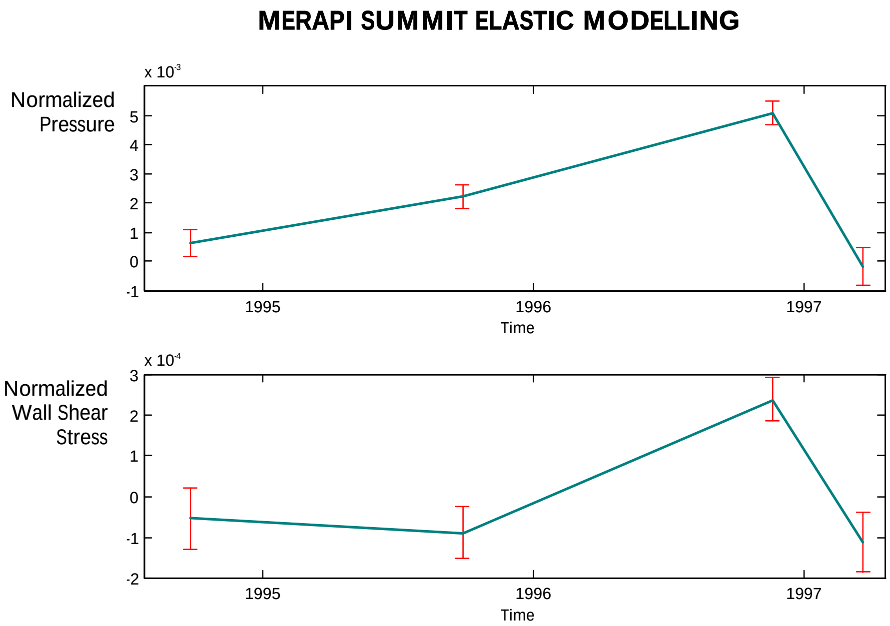


Figure 4.17. Résultat de l'inversion : évolution temporelle 1994 – 1997 des deux paramètres normalisés. *(a)* Pression : augmentation régulière jusqu'en 1996 puis chute brutale en 1997. *(b)* Cisaillement : valeur faible et négative en 1994, 1995 et 1997, avec un pic positif en 1996. Notez que la référence temporelle n'est pas centrée : les points de 1994 par exemple, correspondent aux calculs différentiels de 1993 à 1994.

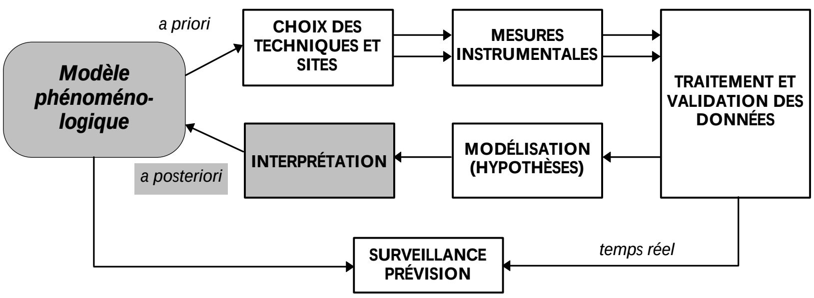
4.3.4 Conclusions sur la modélisation au sommet

La prise en considération de la topographie et de quelques fractures dans un modèle élastique tridimensionnel nous a permis globalement de rendre compte d'un champ de déplacements observé assez complexe, compatible avec 5 années d'observation. D'après l'ajustement de nos données, nous pouvons déjà estimer les limites et les évolutions possibles de notre modèle :

- l'effet du poids du dôme de lave avec les fractures n'a pas été calculé. D'après l'amplification notoire des déplacements lors de l'introduction des fractures dans le modèle avec conduit, il est tout à fait probable que l'effet du dôme ne soit pas négligeable sur une structure discontinue. Il faudrait donc réaliser un modèle avec les trois types de sources. À défaut de MNT, nous pourrions envisager de construire des géométries approximatives du dôme à partir des descriptions visuelles du MVO ;
- nous n'avons pas approfondi l'étude de la géométrie de la fracture *Lava 56.* Dans un premier temps, d'autres calculs sont nécessaires en essayant de localiser cette fracture légèrement plus au nord pour mieux rendre compte des déplacements des zones 1 et 2. À plus long terme, il faut faire évoluer le programme *MBEM* en y introduisant les frottements ;
- si la fracture *Lava 56* est correctement placée, les déplacements observés dans la zone 1 sont préoccupants : d'après notre modèle, ils ne peuvent être dus à une source localisée dans le cratère principal (conduit magmatique ou fond du cratère). Nous en concluons donc que cette zone n'a pas un comportement élastique mais serait plutôt sujette à une amorce de glissement de terrain vers le nord.

Les résultats de cette modélisation sont interprétés et intégrés dans un contexte volcanologique au chapitre suivant.

5. Discussion



5. Discussion

Résumé. Les résultats de la modélisation du champ de déplacement, comparés à d'autres types d'observations, nous permettent de tirer quelques conclusions sur les phénomènes magmatiques au Merapi. La variation de volume calculée dans la chambre profonde semble suggérer que les volumes mis en jeu dans les avalanches gravitaires sont importantes. L'évolution de la pression dans le conduit montre que le dôme de lave aurait un effet négligeable sur les déformations sommitales. Enfin, les variations de cisaillement dans le conduit sont parfaitement compatibles avec les séismes de type « multiphases ».

5.1 Phénomènes profonds

5.1.1 Vitesse et flux de masse du magma

L'inversion des données GPS et clinométriques sur la période novembre 1996 - mars 1997 (voir article *JGR* § 4.2) nous a permis de déterminer la position approximative d'une chambre magmatique profonde située à 8.5 ± 0.4 km sous le sommet. Le modèle utilisé contraint surtout la variation de volume de cette chambre (déflation), presque indépendamment de sa forme ou de sa taille : $-11 \pm 2.2\ 10^6\ m^3$ en 150 jours. Ce résultat est basé sur un modèle d'élasticité linéaire, calculé à partir de données différentielles entre deux époques (variations des déplacements et de l'inclinaison). Or nous disposons d'un signal clinométrique continu qui nous permet d'interpoler ce paramètre sur l'intervalle de temps considéré. D'après la trajectoire du vecteur clinométrique (voir encart de la Figure 4 au Chapitre 4), cette variation s'est faite de façon quasi linéaire, ce qui implique que la déflation a été elle aussi linéaire, avec un débit de $73 \pm 15\ 10^3\ m^3.j^{-1}$. La période que nous avons étudiée correspondrait donc à une phase de débit largement supérieur à la moyenne à long terme du Merapi ($20\ 10^3\ m^3.j^{-1}$).

Comme nous l'avons abordé au Chapitre 4 dans la discussion, cette déflation importante mais progressive nous permet de supposer que l'explosion verticale du 17 janvier 1997 a été assez superficielle : il n'y a pas eu de transfert de magma « instantané » depuis la chambre profonde jusqu'à la surface.

En se basant sur les résultats de *Ratdomopurbo* [1995] et *Jousset* [1996], nous allons poser pour le Merapi les valeurs de paramètres suivants :

- conduit magmatique cylindrique de rayon a = 25 m ;
- densité de la lave ρ_a = 2400 kg.m^{-3} ;
- contraste de densité avec l'encaissant $\Delta\rho$ = 120 kg.m^{-3} ;
- viscosité $\mu = 10^7$ Pa.s.

On peut alors calculer[1] la vitesse moyenne $v = 4.2 \pm 0.8\ 10^{-4}$ m.s^{-1}, qui est compatible avec les valeurs habituellement observées pour les régimes effusifs des volcans andésitiques : de 10^{-3} à 10^{-5} m.s^{-1} [*Bourdier et al.*, 1994]. Cette vitesse varie suivant la hauteur, car le magma en montant subit une décompression qui augmente la fraction volumique de gaz. En régime permanent et si le volume du conduit ne change pas, la masse totale de matière dans le conduit est constante. Les flux de masse entrant et sortant sont donc égaux et le paramètre de flux de masse permet de caractériser une éruption [*Jaupart*, 1992]. Dans notre cas on a : $Q = 2.0 \pm 0.4\ 10^3$ kg.s^{-1}. Cette valeur est assez élevée comparée au flux observé lors de la formation du dôme de dacyte au Mont-St-Helens : 1000 kg.s^{-1} [*Swanson & Holcomb*, 1990]. Mais elle reste bien inférieure aux flux typiques des régimes explosifs : de 10^7 à 10^8 kg.s^{-1}.

Les différentes forces mises en jeu dans la montée du magma vers la surface sont : (1) la surpression dans la chambre ΔP, (2) la flottabilité (qui dépend du contraste de densité $\Delta\rho$) et (3) la pression en haut du conduit due à la présence d'un dôme de hauteur h qui s'oppose aux deux forces précédentes. On peut relier le flux de masse à ces paramètres par l'équation [*Jaupart*, 1992] :

$$Q = \frac{\pi a^4 \rho_a}{8\mu} \left\{ \frac{\Delta P + \Delta\rho g H_c - \rho_a g h}{H_c} \right\}. \tag{5.1}$$

Connaissant la hauteur du conduit $H_c = 8500 \pm 400$ m, et la hauteur moyenne approximative du dôme pour cette période $h = 100$ m, nous pouvons calculer la variation de pression dans la chambre :

$$\begin{aligned} \Delta P &= H_c \left(\frac{8\mu Q}{\pi a^4 \rho_a} - \Delta\rho g \right) + \rho_a g h \\ &= 8500(54 - 1275) + 2.3 \cdot 10^6 = -8.1 \cdot 10^6 \end{aligned}, \tag{5.2}$$

ce qui donne $\Delta P = -8.1 \pm 0.5$ MPa. En chiffrant cette équation, nous remarquons qu'avec une viscosité de 10^7 Pa.s, un rayon de conduit de 25 m, et malgré le faible contraste de densité choisi, la poussée d'Archimède est la source prédominante qui fait monter le magma vers la surface. La variation de pression négative dans la chambre s'ajoute à la pression due au poids du dôme de lave pour freiner la montée du magma.

Ces calculs dépendent essentiellement du rayon du conduit et de la viscosité du magma. Avec un conduit plus petit, on obtient des variations de pression très différentes et même positives (+9.5 MPa pour $a = 10$ m par exemple). La viscosité est quant à elle difficile à estimer mieux qu'à un ordre de grandeur près.

5.1.2 Estimation du volume des avalanches

Une autre conséquence de notre résultat d'inversion est la comparaison du volume disparu dans la chambre avec celui observé en surface par les estimations de volume du dôme. En effet, d'après notre modèle élastique, et en supposant que le conduit est toujours rempli de magma incompressible, les deux valeurs devraient être égales aux incertitudes près. Or nous constatons un déficit de $7.6 \pm 2.2\ 10^6$ m^3, c'est-à-dire environ 70 % du volume total. Nous avons donc avancé l'hypothèse que le volume du dôme en place au sommet n'est pas représentatif du volume de lave extrudé. Une part importante disparaîtrait dans les avalanches gravitaires.

[1] Toutes les incertitudes données dans les calculs qui suivent ne correspondent qu'à l'écart type sur la variation de volume de notre modèle, les erreurs sur les autres paramètres étant inconnues (densité, viscosité, ...).

Volume des dépôts

Pour estimer le volume des dépôts, nous avons calculé le volume d'un prisme quadrangulaire de 300 m de large (base du dôme), de 2 km de long et 2 km de large à l'extrémité où l'épaisseur est nulle (flanc du volcan). Cette géométrie simule la répartition progressive des dépôts des avalanches sur les distances habituellement observées (voir Figure 5.1 et Photo 1.3 au Chapitre 1). Pour contenir le volume déficitaire calculé, la hauteur nécessaire à la base du dôme est de 5.3 ± 1.5 m. Cette valeur est raisonnable pour un dôme dont la hauteur dépasse 100 m. Nous en concluons qu'il est tout à fait probable que le volume manquant soit présent sous forme de dépôts.

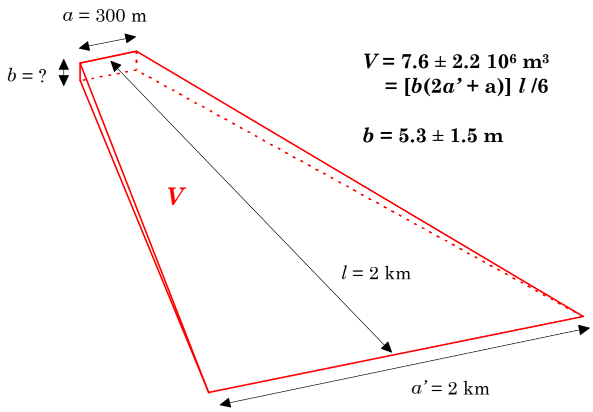


Figure 5.1. Estimation de la hauteur nécessaire à la base du dôme b = 5.2 ± 1.5 m pour un volume de dépôts de lave donné V = 7.6 ± 2.2 10^6 m^3. La forme de prisme quadrangulaire avec épaisseur nulle à la distance l = 2 km du sommet simule la répartition volumique des dépôts d'avalanches gravitaires sur le flanc sud-ouest du volcan.

Cependant, il faut noter que le modèle proposé (déflation de la chambre profonde) ne tient pas compte de cette nouvelle source de déformations. Si les calculs d'effet du poids du dôme au sommet ont montré que celui-ci n'influençait pas de façon significative le champ de déformations, il est probable que la présence d'une masse importante répartie sur le flanc du volcan provoque quant à elle des déplacements mesurables en surface. Un modèle complet devrait être développé qui prenne en compte à la fois le retrait de masse dans la chambre et le déplacement d'une partie de celle-ci sur les flancs. La déflation résultante serait alors plus faible en amplitude.

Relation dôme / avalanches

Nous disposons de deux types de données indépendantes : les variations de volume du dôme de lave (d'après photos) et le nombre d'avalanches (comptage d'événements sismiques). Si l'on fait l'hypothèse que le dôme est toujours en état critique de stabilité de pente, on peut estimer, au premier ordre, que le taux d'avalanches observé $\Delta N_{\text{avalanches}}$ est proportionnel au débit de lave extrudée q_{total}. Or un bilan de masse permet de poser le débit total comme étant égal à la somme du débit observé sur le dôme $q_{\text{dôme}}$ et du débit des avalanches $q_{\text{avalanches}}$.On a :

$$q_{\text{total}} = k.\ \Delta N_{\text{avalanches}} = q_{\text{dôme}} + q_{\text{avalanches}}\ . \qquad (5.3)$$

La relation entre le débit du dôme et le taux d'avalanches s'exprime alors par l'équation linéaire de la forme $y = a.x+b$:

$$q_{\text{dôme}} = k.\ \Delta N_{\text{avalanches}} - q_{\text{avalanches}}\ , \qquad (5.4)$$

dont on peut estimer les paramètres par régression linéaire. La Figure 5.2 présente l'ensemble des données de décembre 1993 à août 1997, au total 211 534 avalanches et 35 estimations de volume du dôme [*MVO*, comm. pers. 1997]. Seules les variations positives de volume du dôme ont été conservées. Le nombre d'avalanche a été intégré sur chaque intervalle entre deux estimations de volume de dôme, et les données ont été ensuites ramenées en m^3/jour pour le débit du dôme et en nb/jour pour les avalanches.

La régression donne $q_{\text{dôme}} = 313\ \Delta N_{\text{avalanches}} - 7800$, ce qui nous permet d'estimer le volume moyen de lave extrudé produisant une avalanche : 313 m^3 et surtout le débit journalier des avalanches $q_{\text{avalanches}} = 7800$ m^3/jour. Pour la période étudiée de 150 jours (16 200 avalanches), le volume total des avalanches correspondrait donc à 1.2 10^6 m^3 et un volume moyen de 72 m^3 par avalanche. Compte tenu des nombreuses approximations (la régression est loin d'être correcte), ceci nous donne juste un ordre de grandeur des volumes mis en jeu (millions de m^3). D'autre part, seules les avalanches produisant un signal sismique fort (au dessus d'un certain seuil arbitraire) ont été comptabilisées [*Ratdomopurbo*, comm. pers. 1997]. Un calcul plus exact devrait être fait avec non pas le nombre d'avalanche, mais l'énergie sismique. Celle-ci, en première approximation, pourrait être considéré proportionnelle au volume de l'avalanche. Ces données existent au MVO mais n'ont pas encore été compilées.

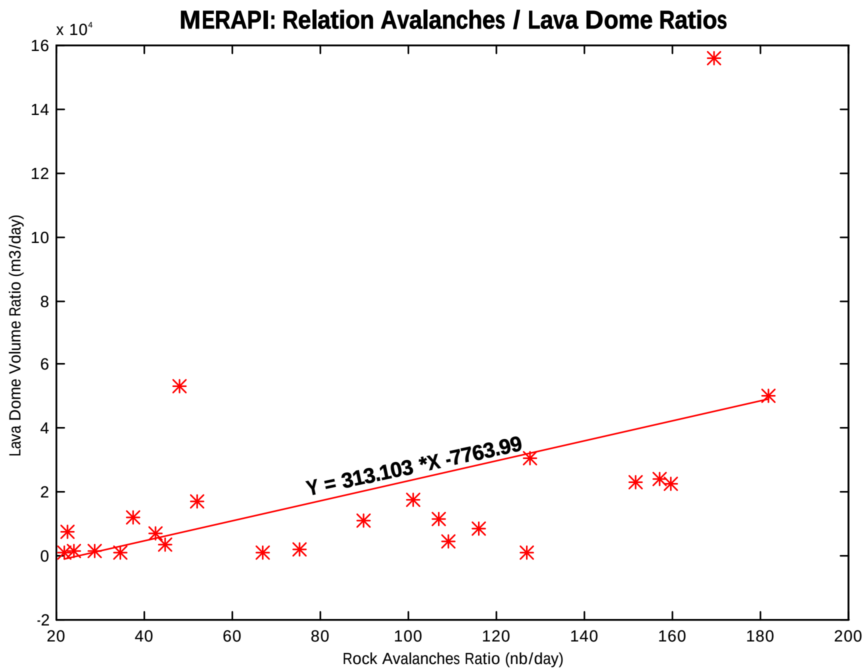


Figure 5.2. Relation entre les variations journalières positives du volume observé du dôme (extrusion uniquement) et les variations du nombre d'avalanches gravitaires, entre décembre 1993 et août 1997 [source *MVO*, 1997]. La corrélation linéaire par moindre carrés donne les paramètres $q_{\text{dôme}} = 313\ \Delta N_{\text{avalanches}} - 7800$ m^3/jour. Pour la période étudiée de 150 jours, le volume total des avalanches serait donc de 1.16 10^6 m^3.

Pour approcher correctement ce phénomène, il faudrait établir un lien entre la masse des roches dévalant les pentes du volcan et les caractéristiques du signal sismique produit par l'impact des roches sur le sol. Le MVO possède de très nombreux enregistrements de ces signaux, habituellement considérés comme du bruit. Ce type d'étude fait l'objet d'une thèse en cours au Piton de la Fournaise (Réunion), où de nombreux éboulements dans la Vallée de Mahavel ont été enregistrés par le réseau sismologique [*Rousseau*, comm. pers., 1997].

5.2 Phénomènes superficiels

5.2.1 Variations de pression dans le conduit

Comme nous l'avons vu au Chapitre 4, les variations de pression dans le conduit magmatique résultent de la somme de deux phénomènes : le poids de la hauteur de lave d'une part (auquel s'ajoute la pression atmosphérique que nous négligeons ici), et, d'autre part la pression de la chambre profonde. Si le système formé par le sommet et le dôme est en équilibre, la pression à la base du dôme (extrémité haute du conduit) est forcément équilibrée par le poids de celui-ci. Si la pression exercée par la chambre dépasse la pression exercée par le poids, le magma est extrudé ou le dôme explose. Les variations de volume du dôme nous permettent d'estimer indirectement les variations de sa hauteur et donc sa contribution à ce phénomène. Nous avons représenté à la Figure 5.3 le résultat de notre inversion des données GPS (variations de pression normalisée) et les variations observées du volume du dôme. Il n'y a pas de corrélation entre les variations de ces deux paramètres, même au premier ordre. En revanche, les variations de pression calculées sont compatibles avec les variations du nombre de séismes « VTA » sur la même période. Rappelons que ces séismes sont de type cisaillant et sont interprétés par les sismologues comme étant reliés à des variations de pression dans l'édifice qui entraînent des réajustement de contraintes sur des failles préexistantes (voir Chapitre 1).

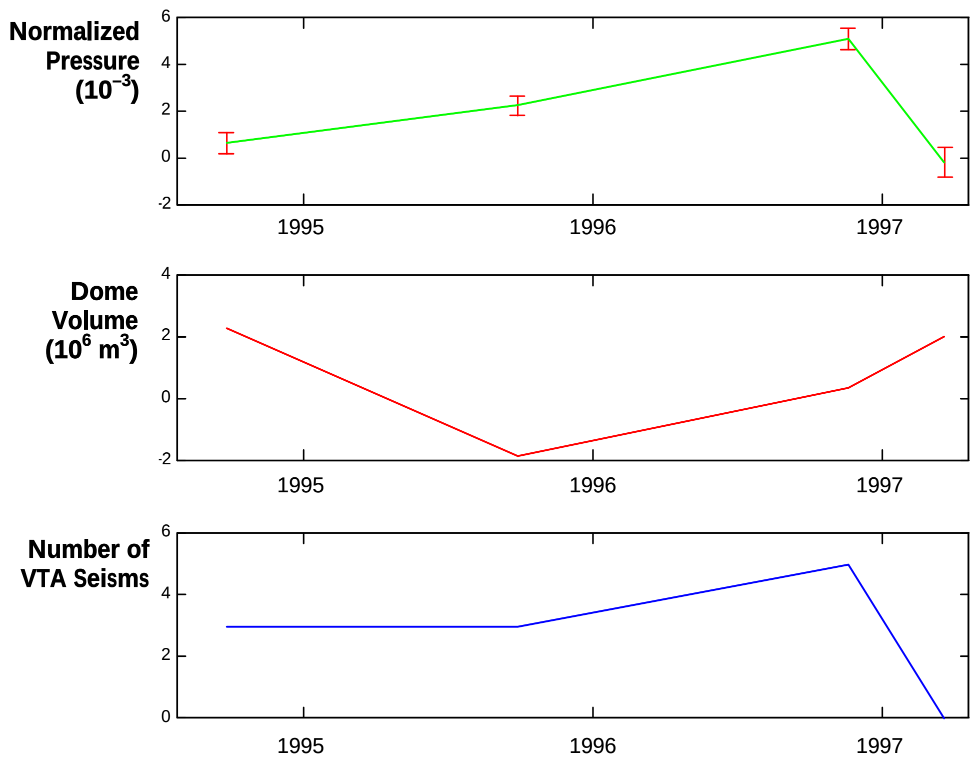


Figure 5.3. Relation entre la variation de pression calculée sur les parois du conduit (normalisée par le module d'élasticité), la variation de volume du dôme (en m^3) et la variation du nombre de séismes VTA, entre 1993 et 1997.

Le fait qu'il n'y ait pas de corrélation entre la pression calculée et le volume du dôme peut être expliqué par trois hypothèses :

- n'ayant pas pris en compte dans notre modèle de déformations l'effet du poids du dôme sur le fond du cratère, les variations de pression calculées seraient biaisées et ne correspondraient pas à la pression réelle à l'extrémité du conduit ;
- les variations de pression dues à la hauteur de lave seraient négligeables devant les variations de pression dues à la chambre profonde. Le gradient vertical serait donc fort ;
- la relation entre le volume et la hauteur du dôme serait complexe, en raison des géométries évoluant de façon hautement asymétrique.

Il est probable que la réalité intègre ces trois hypothèses. Si, sur un fond d'optimisme, on considère la seconde, la phénoménologie serait la suivante : la surpression dans la chambre — et donc dans le conduit — aurait augmenté régulièrement de 1993 à 1996. Pendant ce temps, le dôme de 1994 s'est formé et a disparu le 22 novembre lors d'un écroulement purement gravitaire ; un nouveau dôme s'est alors mis en place progressivement. Au cours de ces années, la pression exercée par le poids du dôme varie mais reste suffisamment faible pour ne pas induire de déformations significatives. Le pic de pression fin 1996 aurait fait exploser le dôme le 17 janvier 1997. Puis, la chute brutale de pression en 1997, compatible avec notre modèle de déformations en champ lointain, n'aurait pas empêché le dôme de poursuivre sa croissance et d'atteindre un volume maximum à cette période.

En revanche, si la pression calculée n'est pas liée au volume du dôme, il nous est impossible de contraindre le module d'élasticité, toujours inconnu dans nos résultats.

5.2.2 Variations de cisaillement vertical

Le second paramètre calculé par notre inversion des mesures GPS est la contrainte de cisaillement vertical sur les parois du conduit. Nous avons déjà présenté au Chapitre 1 les études sismologiques effectuées au Merapi. *Ratdomopurbo* [1995], en étudiant un type particulier de séismes dits « multiphases » (MP) et leurs corrélations avec l'activité magmatique, a proposé une origine de ces signaux : ils seraient engendrés par les variations de flux de magma dans le conduit, provoquant une friction sur les parois.

Nous présentons à la Figure 5.4 la relation entre les variations de cisaillement vertical calculées (normalisées par le module d'élasticité) et les variations du nombre de séismes N_{MP}. La corrélation est parfaite sur toute la période 1993 - 1997 ce qui implique que nos mesures de déplacements sont compatibles avec ce phénomène. Nous en concluons qu'il est très probable que le phénomène proposé par *Ratdomopurbo* soit réel et que nous ayions mis en évidence, par deux types d'observations totalement indépendantes (déformations et sismicité), les effets d'un même phénomène.

Une étude des signaux de ces séismes devrait permettre de quantifier les frottements et de les relier au champ de déplacement. Nous ne pouvons à ce stade que déterminer la relation adimensionnelle entre les variations de cisaillement et le nombre de séismes MP :

$$\Delta\tau/G = 10^{-8}\, N_{MP} - 1.4\ 10^{-4}\ , \tag{5.5}$$

ce qui ne présente pas grand intérêt.

La loi rhéologique d'un fluide Newtonien en écoulement laminaire dans un conduit (écoulement de Poiseuille) peut être décrite d'un point de vue théorique. La contrainte de cisaillement vertical est égale au gradient radial de vitesse sur la paroi :

$$\tau = -\mu\left[\frac{\partial w}{\partial r}\right]_{r=a} = \frac{1}{2}\int \frac{\partial P}{\partial z}\mathrm{d}r\ , \tag{5.6}$$

c'est à dire le gradient de pression vertical intégré sur le rayon du conduit (notations vues au Chapitre 4). Pour un fluide incompressible, la loi de conservation de la masse nous indique que ce gradient de pression est constant et est donc égal à la différence de pression aux extrémités du conduit divisée par sa longueur. Les variations de cisaillement vertical calculées à partir de nos mesures de déformations nous permettent donc de décrire indirectement la vitesse d'écoulement du magma dans le conduit.

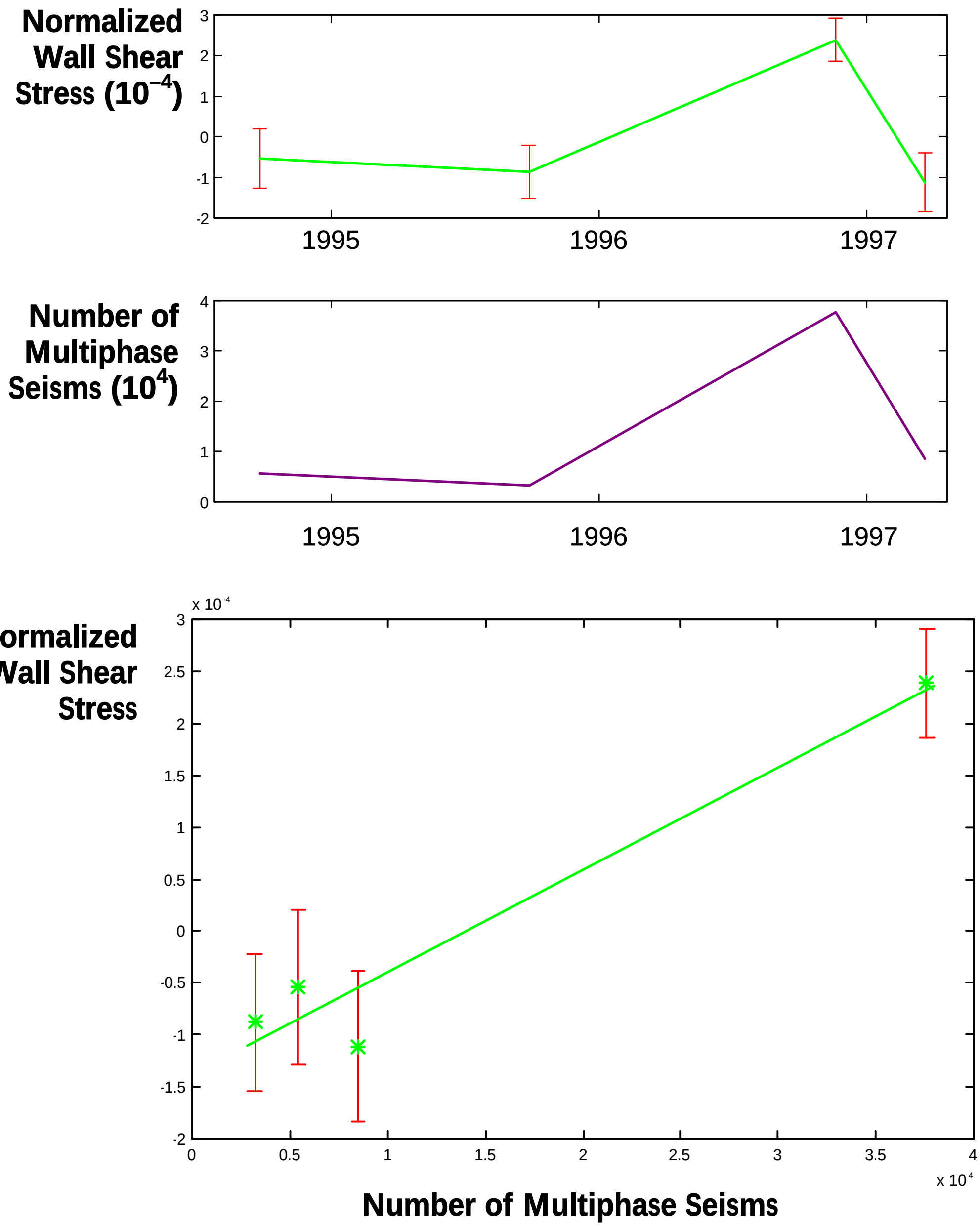


Figure 5.4. Relation entre la variation de contrainte de cisaillement axial calculée sur les parois du conduit (normalisée par le module d'élasticité) et le nombre de séismes multiphases entre 1993 et 1997 : *(a)* évolution temporelle, *(b)* régression linéaire. La corrélation du premier ordre est très marquée sur toute la période et vaut : $\Delta\tau/G = 10^{-8}\, N_{MP} - 1.4\ 10^{-4}$.

La modélisation du champ de déplacements au sommet et sur les flancs du Merapi nous a donc permis de décrire l'évolution de trois paramètres du flux magmatique :

- la variation de volume dans la chambre profonde, que l'on pourrait relier à la variation de pression à la base du conduit en estimant la taille de la chambre et le module d'Young statique de l'édifice ;
- la valeur moyenne de la pression dans le conduit, exercée sur les parois et liée à la surpression dans la chambre profonde, au dégazage et au poids du dôme de lave ;
- son gradient vertical, source de séismes particuliers, à partir duquel on pourrait calculer le flux de magma si l'on connaissait le rayon du conduit.

Il manque à notre modélisation du Merapi une intégration des résultats en champs lointain et proche. Notamment une vérification de la compatibilité entre les différents paramètres estimés sur la période commune entre les deux études. Ces paramètres étant également contraints par la rhéologie du magma.

En outre, pour établir un bilan de masse vraiment complet, il faudrait tenir compte aussi du dégasage en estimant la masse totale de gaz observée au sommet sur la période considérée. Cette masse de gaz, ramenée aux conditions de température et de pression dans la chambre profonde, nous permettrait de calculer le volume mis en jeu dans notre bilan. On aurait donc :

$$\Delta V_{\text{total}} = \Delta V_{\text{dôme}} + \Delta V_{\text{avalanches}} + \Delta V_{\text{gaz}} \,. \qquad (5.7)$$

Conclusion générale

Conclusion générale

Ce travail a consisté à définir et appliquer une méthodologie permettant l étude du champ de déformation sur un volcan andésitique très actif et dangereux. Faute de temps et de moyen, nous nous sommes attachés à valider chacune des étapes sur un nombre assez restreint de méthodes de mesures et de données, et donc avec des modèles à peu de paramètres. L aspect surveillance n a pas été réellement abordé ; cependant, nous avons participé à la détermination des deux éléments fondamentaux nécessaires à la prévision des éruptions :

- de nouveaux modèles de structure et de comportement mécanique permettant une interprétation meilleure du champ de déformation sur le Merapi,
- la formation des équipes indonésiennes aux techniques GPS, clinométriques et extensométriques, et l élaboration de logiciels de traitement de données utilisés au MVO et dans d autres observatoires.

Mesures instrumentales

Pour échantillonner correctement le champ de déformation, l intégration de plusieurs techniques complémentaires est strictement nécessaire (GPS, nivellement, inclinométrie, extensométrie, interférométrie SAR, ...). Si les images SAR ne demandent qu un bon de commande, les réseaux géodésiques doivent être mesurés sur le terrain et les stations continues installées correctement et maintenues.

La mise en place et la mesure d un réseau GPS en milieu équatorial sur un terrain présentant de fortes différences d altitude nécessite des précautions particulières. L utilisation de récepteurs monofréquence nous a contraint à affiner les corrections d effets troposphériques par un modèle de météo locale. Les incertitudes sur le positionnement relatif vertical restent malgré tout assez élevées.

Concernant les mesures précises d inclinaison, nous avons proposé et réalisé une méthode d installation de surface qui atténue fortement les perturbations thermiques sur le site et qui pourrait être validée sur d autres volcans.

La formation quasi continue des trois coopérants successifs et de certains chercheurs et techniciens indonésiens au cours de ma thèse a entraîné, outre un enrichissement mutuel évident, la complète autonomie du VSI pour la surveillance GPS au Merapi. La dernière réitération du réseau a été effectuée par le VSI du 6 au 18 mars 1998, avec beaucoup de soin et de rigueur, sans aucune intervention de ma part.

Traitement des données

Les perturbations climatiques semblent affecter pratiquement tous les types de mesure de déformation (GPS, radar, distancemétrie, inclinométrie). Si le phénomène est bien compris, les

traitements de données pour corriger ces effets ne sont pas toujours automatiques, voire souvent ignorés pour les signaux clinométriques par exemple. Il faut donc d une part, s orienter systématiquement vers des mesures de type multi-paramètres (incluant température, ensoleillement et pluviométrie), et, d autre part, poursuivre le développement logiciel de l automatisation des traitements de signaux dans les observatoires, de façon à obtenir une base de données calibrée, homogène et donc exploitable à long terme. Un travail dans ce sens a été entrepris dans cette thèse et les premiers résultats sont actuellement appliqués à la Montagne Pelée [*Viodé*, 1997] ou à l IPGP pour l exploitation des données de déformation de la Soufrière de Guadeloupe et du Piton de la Fournaise [*Esnoult*, comm. pers., 1997].

Validation / intégration des données

Nous avons systématiquement installé sur un même site plusieurs composantes « redondantes » mais indépendantes du point de vue instrumental. Ceci nous a permis de valider nos observations en estimant une erreur globale sur la mesure et parfois d établir de manière sure le dysfonctionnement d un capteur. Ces mêmes données pourraient être exploitées pour étudier les effets de site : propagation de l onde thermomécanique, marée terrestre. Sur les mesures précises d inclinaison, nous pourrions poursuivre l analyse des phénomènes non stationnaires par transformée en ondelettes par exemple. Ceci devrait nous permettre d affiner les corrections de signaux et donc réduire les incertitudes de mesure.

Modélisation

Le code *MBEM* développé par *Cayol & Cornet* [1997] permet de traiter des problèmes élastostatiques (perturbation) prenant en compte une topographie tridimensionnelle, des fractures ou sources multiples à géométrie complexe. Ce programme a maintenant été validé à partir de données issues de sites différents (Etna, Piton de la Fournaise, Merapi), en calcul direct ou dans un processus d inversion. Il a montré que les modèles du champ de déformations pouvaient être affinés et rendus compatibles avec plusieurs type d observations, notamment les déplacements et les variations d inclinaison. Appliqué aux abondantes mesures de déformations sur la Soufrière de Guadeloupe par exemple, il pourrait rendre compte de phénomènes complexes dus à un massif hautement fracturé et asymétrique [*David*, 1998].

Structures et comportement mécanique du Merapi

Notre connaissance de la structure du Merapi a progressé. Nous avons avancé l existence d une chambre magmatique profonde et déterminé sa position et sa forme approximative. Nous avons également soulevé l importance des fractures majeures au sommet et leur rôle dans le champ de déplacement. Ces premiers résultats ont des implications directes sur l interprétation des mesures de déformations à venir et donc sur la surveillance de ce volcan. La zone nord-ouest du sommet devra être instrumentée rapidement pour prévenir d un glissement de terrain qui semble inévitable à moyen terme. En se basant sur notre modèle *a posteriori* en champ lointain, nous savons maintenant où et comment compléter les sites de mesure pour mieux contraindre les calculs d inversions. De nouvelles stations d inclinaison vont être installées à cet effet sur les flancs du volcan.

Nous manquons en revanche d un modèle global permettant d une part, de prendre en considération toutes les sources de déformation, et, d autre part, de rendre compte du champ de déformation à toutes les échelles spatiales.

… et quelques paramètres magmatiques

Les résultats de nos modèles ont permis de soulever un problème important : l estimation du flux de magma par simple observation du dôme sommital ne semble pas suffisante. Il faut donc mener une étude approfondie des avalanches gravitaires à partir de leur signature sismique par exemple afin d en déterminer correctement le volume.

L inversion du champ de déformation sommital a permis une description des variations de pression interne dans le conduit magmatique. La corrélation parfaite entre les variations de frottement calculées à partir de nos mesures GPS et les variations du nombre de séismes multiphase enregistrés nous permet d apporter une nouvelle preuve du lien de ces séismes avec les variations de flux magmatique.

L impossibilité de contraindre le module d élasticité du milieu équivalent, et donc de quantifier les pressions mises en jeu constitue le point le plus négatif de ce travail. Deux solutions peuvent être envisagées pour fixer cette valeur : (1) mesurer la contrainte *in situ* par un forage dans l édifice, ou (2) modéliser une période de temps pendant laquelle la pression dans la chambre profonde serait stable et donc seul les variations de masse du dôme de lave auraient un effet significatif.

Grâce à l intégration des mesures de déformations, de débit gazeux et de sismicité, nous pourrions donc apporter tous les éléments pour établir un bilan de masse complet, c est-à-dire l un des paramètres les plus représentatifs de l activité volcanique.

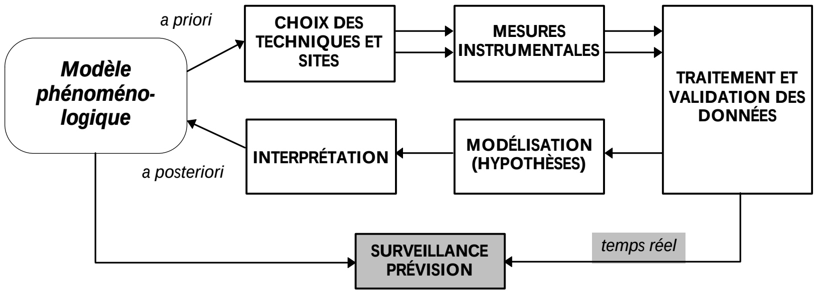
Perspectives

Dans un premier temps, cette étude de structure à partir de la mesure du champ de déformation pourrait être poursuivie. Les mêmes modèles peuvent être confirmés ou affinés à partir de nouvelles données. Parallèlement, de nouvelles techniques de mesure, comme la distancemétrie par radar au sol sans réflecteur, gagneraient à être mises en uvre pour améliorer la surveillance et compléter les mesures de déformation.

La modélisation purement élastique est difficilement compatible avec les déformations de fortes amplitudes. Les déplacements observées sur les caldeiras par exemple, peuvent dépasser le mètre, ce qui conduit à des valeurs irréalistes de variation de pression dans des réservoirs très superficiels. Un interprétation globale de la dynamique de tels systèmes volcaniques doit se faire au travers d un modèle couplé thermo-hydro-mécanique. La prise en compte de la température et des mouvements de fluide (modèle thermo-poro-élastique) devrait permettre de mieux comprendre les liens entre les activités magmatiques, phréatiques et le champ de déformation lors de crises volcaniques.

La compréhension des processus magmatiques et des éruptions volcaniques doit bien entendu tenir compte des résultats issus d études de gravimétrie, de sismologie, de géochimie et de dynamique des fluides. Une première étape consisterait à intégrer dans nos modèles les effets gravitaires et donc le poids des terrain. Avec l évolution des programmes de calcul numérique et la puissance des ordinateurs, on peut espérer converger sensiblement vers des modèles globaux pouvant intégrer la plupart des observations, acquises ou à venir.

Annexes


a priori
CHOIX DES TECHNIQUES ET SITES
MESURES INSTRUMENTALES
TRAITEMENT ET VALIDATION DES DONNÉES
Modèle phénoméno-logique
INTERPRÉTATION
MODÉLISATION (HYPOTHÈSES)
a posteriori
temps réel
SURVEILLANCE PRÉVISION

A. Matériels et logiciels

A.1. Inclinomètres type *Compact Blum*

A.1.1. Caractéristiques techniques

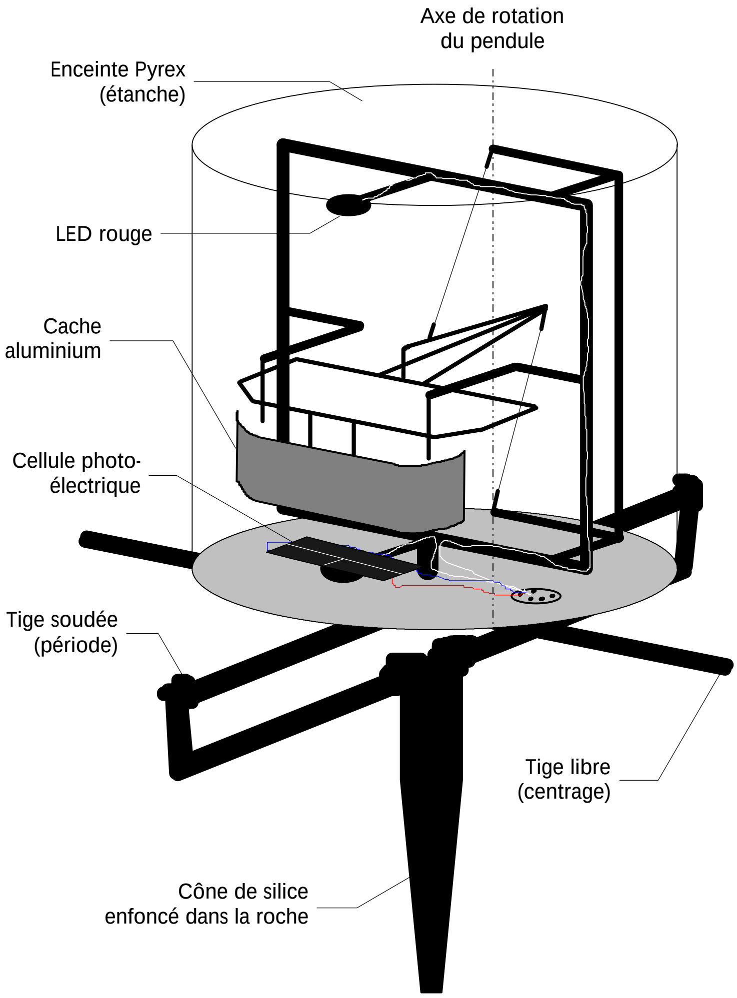


Figure A.1. Schéma de l'inclinomètre *Compact Blum* (version montée sur cône), basé sur le pendule horizontal de *Zöllner* et réalisé en silice monolithique (diamètre de l'enceinte en Pyrex = 8 cm).

La réalisation de *Blum* est composée principalement (voir Figure A.1):

a. d un bâti, constitué d'un cadre rectangulaire en silice soudé à une tige centrale qui traversant une plaque de Pyrex, et qui sera couplée avec le sol;

b. d un système de protection, constitué d'une enceinte cylindrique en Pyrex (7 cm de haut, 8 cm de diamètre) fermée d'un coté et collée de l'autre sur la plaque de Pyrex de même diamètre, qui est percée de deux trous : l'un pour le passage de la tige centrale et l'autre pour les cinq fils conducteurs (décrits ci-après). Le tout est parfaitement étanche et quelques grains de Silicagel permettent d'assécher l'air contenu à l'intérieur;

c. d une partie pendulaire, comprenant :

- la masse du pendule constituée d'un montage léger réalisé en fines baguettes de silice sur lequel est collée une plaque en aluminium arrondie (36 x 20 mm) possédant en son centre une fenêtre rectangulaire. Cette plaque permet l'amortissement du pendule par courant de Foucault, grâce à un aimant placé à proximité de l'inclinomètre;
- deux fils de silice d'environ 10µm de diamètre et 40 mm de longueur soudés au montage précédent et au bâti.

d. d un système de détection :

- une ampoule (diode électroluminescente consommant 20 mA), solidaire de la partie supérieure du bâti;
- une cellule double photorésistante (20 x 4 mm) à variation linéaire solidaire du bâti et alimentée en +/– 5 V.

Le principe est le suivant : un rayon lumineux est envoyé par la diode sur la cellule au travers de la fenêtre de la plaque d'aluminium. Lorsque le sol s'incline, la partie pendulaire — donc la plaque d'aluminium — subit une rotation qui se traduit par un déplacement du spot lumineux sur la cellule, et donc par une variation de tension à ses bornes.

A.1.2. Calibration en laboratoire

Grâce à une crapaudine à mercure, on fait subir à l'inclinomètre posé sur une embase de longueur *DL* des échelons de quelques µrad, à l'aide d'un godet de mercure déplacé en hauteur de *DH*. On réalise une dizaine d'échelons afin de s'affranchir des oscillations amorties et d'une éventuelle dérive de l'instrument). Puis l'on mesure la dynamique de l'inclinomètre (tensions maximale et minimale lorsque le pendule est en butée) et enfin la période propre du pendule en le faisant osciller pendant quelques minutes (voir Figure A.2). Le facteur de calibration *X* est donnée par :

$$X = \frac{\Delta V}{eT^2} \text{ (en mV/µrad/s}^2\text{)},$$

où l'on a :

ΔV = amplitude des échelons (en mV, pour une alimentation de 10 V),
T = période propre du pendule (en s),
$\varepsilon = \frac{g \,.\, \Delta H}{\Delta L}$, amplitude des échelons créés (en rad),
γ = 0.684 10^{-6}, constante de la crapaudine,
ΔH = 170 cm, déplacement vertical du godet de mercure (en cm).
ΔL = 25 cm, base de la plate-forme.

Les facteurs de calibration des neuf inclinomètres installés au Merapi sont donnés au Tableau A.1. On peut estimer l'erreur relative à environ **5 %**.

Le système d'acquisition µDAS a été utilisé pendant toute la calibration à une donnée par seconde, et un convertisseur tension-fréquence à 1.06 mV/Hz. Quelques routines écrite sous MATLAB permettent de mesurer d'une part la période du pendule (en comptant le nombre de passages par zéro sur l'intervalle d'oscillation, voir Figure A.3) et d'autre part l'amplitude moyenne des échelons après correction d'une dérive linéaire (voir Figure A.4).

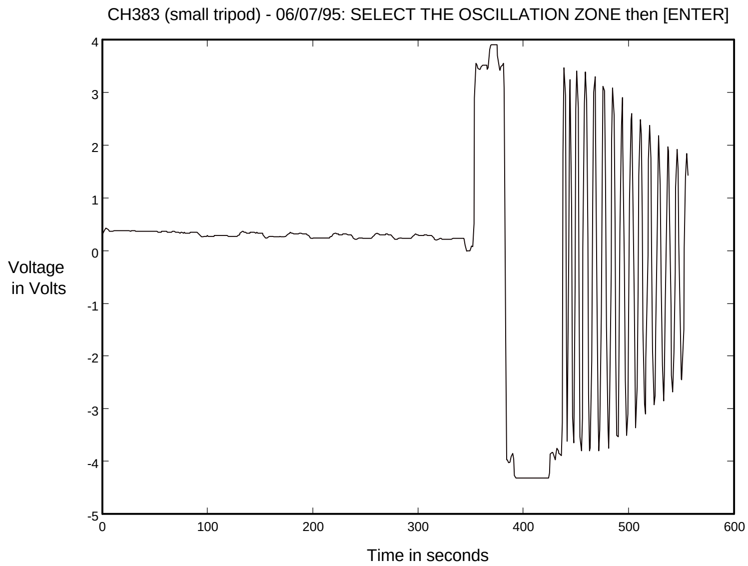


Figure A.2. Calibration de l'inclinomètre CH383 : données brutes. On retrouve les différentes étapes de la calibration : échelons de 4.6 µrad, tensions maximale et minimale puis oscillations libres du pendule pour en déterminer la période.

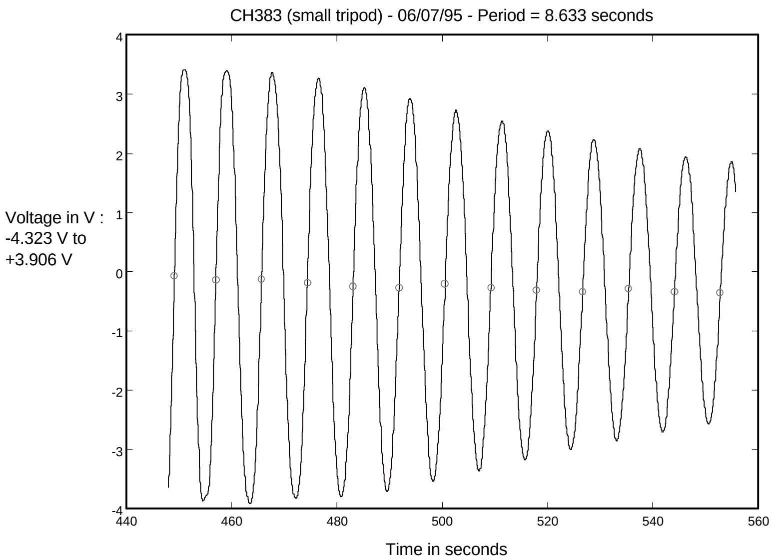


Figure A.3. Détermination de la période propre du pendule de l'inclinomètre CH383. Le signal est tout d'abord suréchantillonné et corrigé de sa dérive linéaire, puis on en détermine le nombre n de passages par zéro, n–1 étant le nombre de cycles. Ici 12 cycles pour 103.596 secondes donc T = 8.633 s.

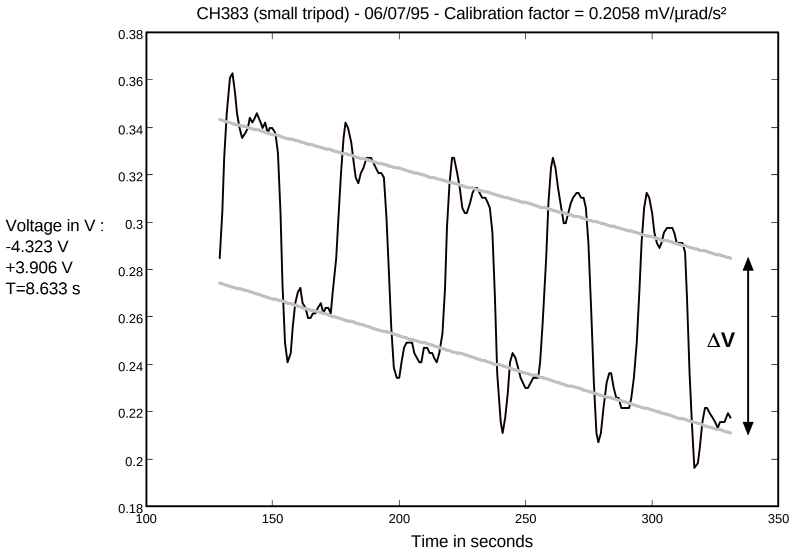


Figure A.4. Détermination de l'amplitude moyenne des échelons mesurés, par régression linéaire sur les alternances supérieures et inférieures du signal. On trouve ici ΔV = 71.3 mV pour ε = 4.651 µrad et T = 8.633 s, donc X = 0.206 mV/µrad/s².

Tableau A.1. Convention des câbles sur les inclinomètres compacts Blum.

Câbles inclinomètres Blum	
rouge	+ (alimentation cellule, 5 V)
bleu	– (alimentation cellule, – 5 V)
jaune	+ LED (boucle 20 mA)
noir	– LED (boucle 20 mA)
blanc	signal de sortie en tension (cellule)
—	masse sur la carte d'alimentation

Tableau A.2. Calibration des neuf inclinomètres Blum installés sur le Merapi. Les valeurs sont données pour une tension d'alimentation de 10 V.

Référence Blum	**Type de fixation**	**Tensions min. et max.**		**Amplitude des échelons**		**Période**	**Facteur de calibration *X***
		V_{min} (V)	**V_{max} (V)**	**en µrad**	**en mV**	**en s**	**en mV par µrad.s²**
CH376	grand trépied	– 4.00	+ 4.20	4.651			0.196
CH379	grand trépied	– 4.06	+ 3.88	4.651			0.224
CH380	grand trépied	– 3.93	+ 4.20	4.651	42.1	6.823	0.194
CH374	petit trépied	– 4.20	+ 3.10	4.651			0.198
CH383	petit trépied	– 4.31	+ 3.92	4.651	71.3	8.633	0.206
CH384	petit trépied	– 3.58	+ 3.53	4.651	104.8	10.316	0.212
CH427	cône	– 4.20	+ 4.18	4.108	155.5	13.064	0.222
CH428	cône	– 3.94	+ 4.39	4.108	117.5	12.073	0.196
CH429	cône	– 3.77	+ 3.88	4.108	113	11.432	0.210

A.2. Le système d acquisition *µDAS*

A.2.1. Principe

Le projet EDAS (*European Data Acquisition System*) a été entrepris à l'Observatoire Royal de Belgique (ORB) pour une application bien spécifique : l'enregistrement des marées terrestres pour une période de six mois, dans les sites les plus divers à la surface du globe. Ces stations gravimétriques doivent être « multi-paramètres »; elles comprennent en générale des inclinomètres, des marégraphes, des capteurs de pression, de température, d'humidité... Tous ces phénomènes ont en commun leur variation lente et la présence de bruit basse fréquence (quelques dixièmes de Hertz seulement). Une ancienne technique de mesure — parfois oubliée au profit des techniques numériques plus modernes — répond parfaitement à ces deux caractéristiques : c'est la mesure de fréquence par comptage ou encore « intégration continue », présentée Figure A.5.

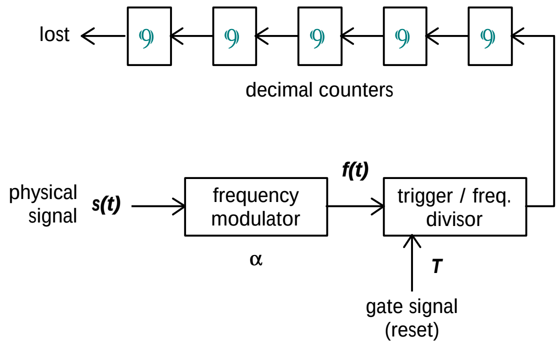


Figure A.5. Schéma de fonctionnement d'un fréquencemètre à compteur. Le signal physique *s(t)* est modulé en fréquence soit par un convertisseur tension / fréquence, soit directement au niveau du capteur s'il est capacitif (circuit oscillant). Le signal de gâchette permet de contrôler le temps de comptage.

Le signal physique à mesurer s(t) est tout d'abord modulé en fréquence, puis est transformé en signal carré avec une éventuelle division de fréquence; enfin il entre sur une série de compteurs décimaux en cascade, qui s'incrémentent donc avec le nombre de pseudo-périodes (flancs descendants par exemple). Un signal de gâchette permet le passage du signal pendant un temps T. Le nombre de compteurs définit la dynamique du système qui sera dans le cas du DAS de 100 000 points (cinq compteurs, équivalant à 16½ bits). Il faut signaler ici que la quasi totalité des capteurs de l'ORB — y compris sur les gravimètres — sont des systèmes oscillants à capacité variable et donc que les instruments délivrent directement un signal modulé. Avec les inclinomètres Blum on utilisera des convertisseurs tension - fréquence.

Le comptage, intégrale définie

Soit *f(t)* un signal pseudo-périodique d'angle *a(t)*, modulé par le signal physique mesuré *s(t)* avec un facteur de calibration constant α (exprimé en Hertz par unité physique). On a :

$$f(t) = \sin a(t) \text{ , où}$$

$$\frac{\P a(t)}{\P t} = 2pas(t) \Leftrightarrow a(t) = 2pa\int_0^t s(t)dt + \Phi_0 \text{ .}$$

On peut montrer simplement [*Rasson*, 1978] que le nombre entier n de passages par zéro avec dérivée positive par exemple (flanc montant) comptés pendant un intervalle de temps T vérifie l'inégalité

$$n-1 < a\int_T s(t)dt < n+1 .$$

Le contenu du compteur est donc image parfaite — au facteur de calibration près — de l'intégrale définie de *s(t)* sur l'intervalle de mesure, c'est pourquoi l'on parle d'**intégration continue**. En divisant ce résultat par αT (T est le « temps d'intégration »), on a la moyenne de *s(t)* sur l'intervalle T.

Une caractéristique très intéressante est que l'erreur sur cette moyenne est **absolue** et vaut une unité de compteur, c'est-à-dire

$$\left|\Delta\hat{s}_T\right| < \frac{1}{aT} .$$

L'erreur relative sera donc d'autant plus petite que n sera grand, et donc que la fréquence du signal *f(t)* sera élevée et que l'intervalle de mesure T sera grand. On peut calculer cette erreur relative dans le cas d'un signal $s(t) = s_0$ constant sur l'intervalle T. Le signal modulé

$$f(t) = \sin(2\pi\alpha s_0 t + \Phi_0)$$

est donc de fréquence constante

$$f_0 = as_0 \cong \frac{n}{T} ,$$

et l'erreur relative vaut

$$\left|\frac{\Delta s_0}{s_0}\right| < \frac{1}{as_0T} = \frac{1}{f_0T} ,$$

avec f_0 en Hertz si T est en seconde.

La Figure A.6 représente cette erreur en fonction de f_0 (fréquence porteuse) et de T (sur le µDAS entre 1 et 3600 secondes). On notera que l'erreur est minorée par la précision relative du quartz qui contrôle le signal de gâchette et donc le temps d'intégration.

Sur la station clinométrique de *Deles*, le temps d'intégration a tout d'abord été fixé à 600 secondes, et les fréquences typiquement utilisée varient entre 10 et 100 kHz. La précision est donc toujours optimale : c'est la précision du quartz d'environ $\mathbf{2.10^{-7}}$, et la dynamique est supérieure à celle d'un convertisseur **22 bits** (5 millions de points).

Le comptage, filtre numérique

Cette intégration réalise en fait dans le domaine temporel la « fonction porte » Π(t) qui tronque le signal sur une fenêtre T. Sa fonction de transfert dans le domaine fréquentiel est donnée par un sinus cardinal :

$$H(f) = \frac{\sin pfT}{pfT} ,$$

f étant une fréquence contenue dans le signal mesuré.

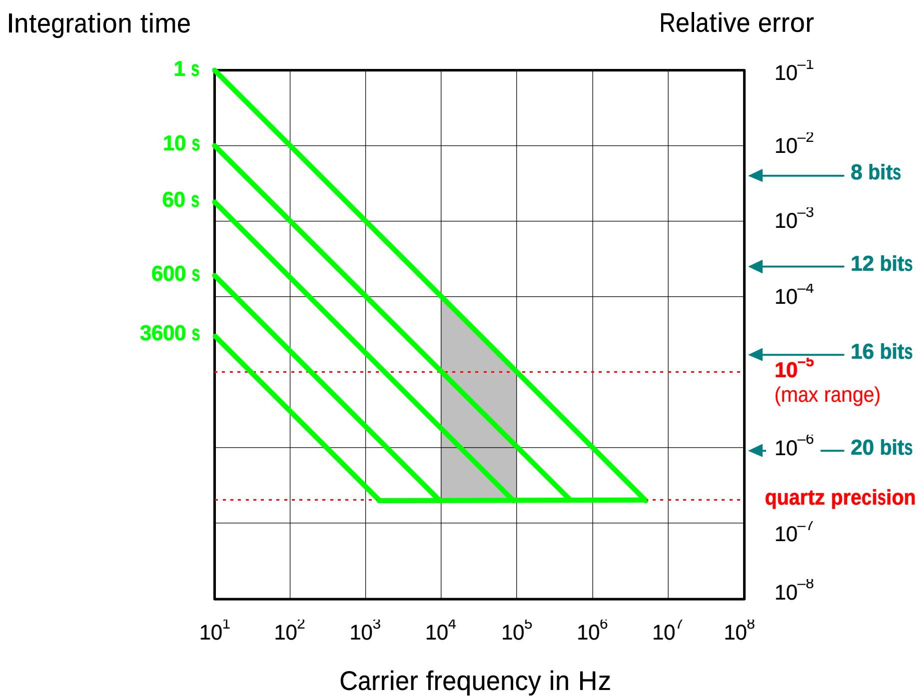


Figure A.6. Erreur relative du système µDAS en fonction de la fréquence porteuse du signal (en Hertz) et du temps d intégration de la mesure (en secondes). Cette erreur est minorée par la précision du quartz : environ 2.10 [7]. En dessous de 10 [5], le système perd les digits les plus significatifs lors de la numérisation. La zone hachurée délimite les fréquences typiquement utilisées.

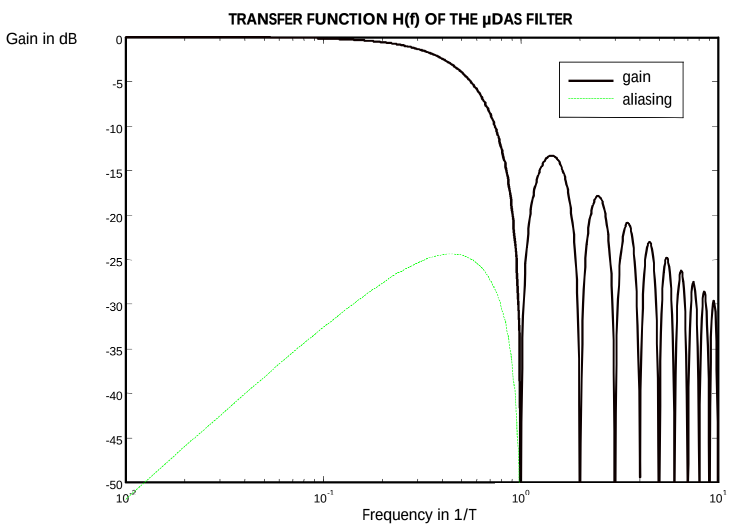


Figure A.7. Diagramme de Bode de la fonction de transfert du filtre équivalent DAS. Les fréquences sont exprimées sans dimension (en $1/T$), T étant le temps d intégration. La courbe « *aliasing* » représente le repliement de spectre lors de l acquisition toutes les T secondes. Pour rappel, un décibel (dB) est défini par $20.\log_{10}G$.

Le gain de ce filtre est représenté Figure A.7; celui-ci a trois avantages :

– il filtre correctement les hautes fréquences à 20 dB par décade au dessus de la fréquence d'acquisition (ce qui est infaisable avec un filtre analogique équivalent aux basses fréquences);

- il élimine littéralement les fréquences multiples de $\frac{1}{T}$ (atténuation infinie);
- le déphasage est nul sur tout le spectre (impossible avec un filtre analogique).

Mais un inconvénient dont il faudra se souvenir : le repliement de spectre lors de l'acquisition (phénomène d'*aliasing*) n'est pas négligeable et il faudra donc s'assurer de ne pas avoir de bruits dans une certaine plage de fréquence.

À la seule condition de disposer d'un signal modulé en fréquence, on réalise donc avec un système à comptage comme le DAS, deux opérations fondamentales dans l'acquisition de données : la **conversion analogique / numérique** et le **filtrage des bruits**.

Dépassement de capacité des compteurs

Lorsque le produit *fréquence porteuse* × *temps d intégration* dépasse la capacité des compteurs **il n y a pas de saturation** contrairement aux systèmes de numérisation classiques. En effet, si les chiffres les plus significatifs sont perdus, les moins significatifs poursuivent leurs incrémentations et l'on conserve toute la précision, les variations du signal étant toujours enregistrées sur une plage de 10^5 points. Lorsqu'un compteur approche de 00000 ou 99999, il y aura un « saut d 'échelle » brusque d'environ ±100 000 points. Le problème majeur est donc de retrouver la fréquence d'entrée (et donc la valeur réelle du signal physique) à partir de ces compteurs. Ceci peut être réalisé par traitement post acquisition sous deux conditions :

- les variations des signaux ne dépassent jamais ± 50 000 points par période d'acquisition, autrement dit, la condition : $|\Delta f| \times T / 2 < 50\,000$ doit toujours être respectée, avec Δf la variation de fréquence du signal (en Hertz, si diviseur par 2) et T la période d'intégration (en seconde).
- la fréquence initiale du signal est connue de façon à retrouver l'offset (digits les plus significatifs perdus).

Lorsque la station est très perturbée (coupures d'alimentation, problème de capteurs, ...) il arrive que la première condition ne soit pas respectée. Dans ce cas, le fait de posséder un fichier « 2 secondes » en début et fin de fichier permet de retrouver les fréquences originales et de lever la plupart des ambiguïtés de sauts d'échelles. En effet, nous avons conditionné tous les VtoF pour osciller à des fréquences d'environ 50 kHz quelque soit la tension d'entrée, ce qui permet d'une part une dynamique importante lorsque l'acquisition est réglée à 10 minutes :

50 kHz × 600 s / 2 = **15 0**00 000 ≈ 24 bits,

(avec perte des trois premiers chiffres) et d'autre part une absence de dépassement d'échelle avec une acquisition rapide à 2 secondes :

50 kHz × 2 s / 2 = 50 000.

Exemple : si un canal affiche des valeurs autour de 65 392 pendant l'acquisition 600 secondes, mais 03 942 lors de l'acquisition 1 seconde, la valeur réelle du compteur est en fait :

3 942 × 600 = 23.652 × 100 000 (23 dépassements d'échelle)

et la fréquence intégrée exacte est donc **2 3**65 392 × 2 / 600 = 7 884.640 Hz. Ceci est assez critique pour les inclinomètres car pour savoir s'ils sont en butée il faut connaître la tension de sortie et donc la fréquence exacte à la sortie du VtoF.

La Figure A.8 montre un exemple de traitement de compteur sur un signal inclinométrique réel. La dynamique de ce système est donc « infinie », mais la précision est bien sûr limitée physiquement par celle du quartz qui détermine la période d intégration, c est-à-dire 10 [7].

Noter également que les données brutes enregistrées sont des valeurs de comptage et non des fréquences. Elles dépendent donc de la période d intégration. Pour retrouver la fréquence mesurée, il faut calculer : $f = 2 \times (compteur + n \times 100\,000) / T$, avec n le nombre de sauts d échelle.

Ces fastidieux calculs sont faits automatiquement par le logiciel de calibration et de visualisation des données *µDAS Grapher* (voir §A.3), à condition bien sûr d inscrire les fréquences d origine de chaque canal dans un fichier de calibration.

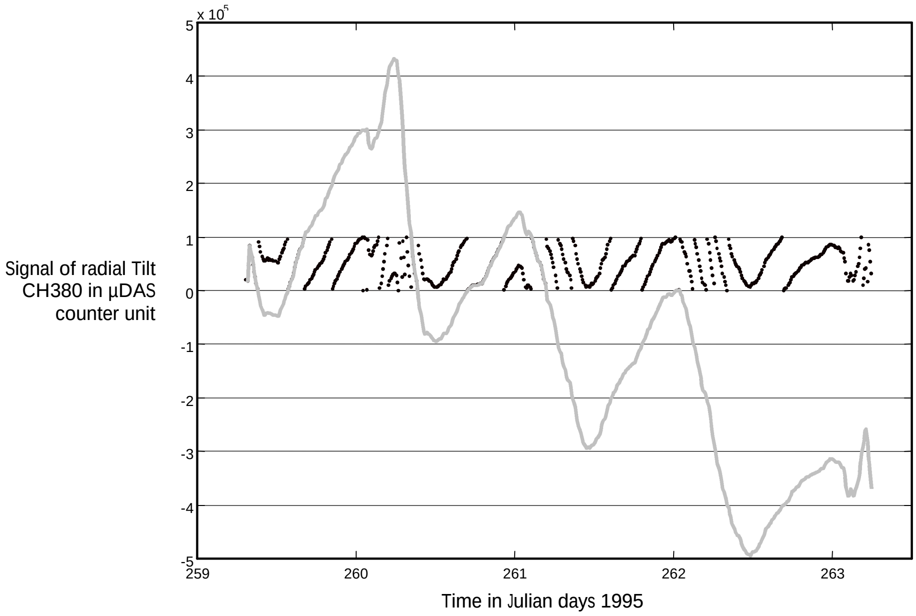


Figure A.8. Exemple de dépassement des compteurs du DAS sur données réelles (station *Deles*) : en pointillés, les données originales (comprises entre 0 et 99999 unités, et en ligne continue les données « restituées » offrant ici une dynamique d un million de points (équivalant 20 bits).

A.2.2. Caractéristiques techniques

La première version du DAS comprenait un PC portable assurant la gestion de l'électronique, le stockage des données et un contrôle graphique. Le temps d'intégration était fixé à 1 ou 10 minutes et le système pouvait accepter jusqu'à 64 canaux simultanément [*Beauducel*, 1991, *Beauducel et al.*, 1991]. Un exemplaire a été installé au Merapi notamment sur la station gravimétrique de *Babadan* et utilisé pendant plusieurs années [*Jousset*, 1996].

L'ORB, en association avec la société *AE-BELGIUM*, a ensuite réalisé une version limitée à 4 canaux avec microcontrôleur et mémoires statiques : le **µDAS**. La programmation et la récupération des données se fait par port série mais le système est totalement autonome en enregistrement. La période d acquisition peut être définie de 1 à 3600 secondes. Les données sont stockées dans des mémoires SRAM (4 × 128 Ko) alimentées par pile interne (durée de vie approximative = 5 ans). La capacité est d environ 55 000 échantillonnages pour 4 canaux, soit 35 jours d autonomie pour une acquisition toutes les 60 secondes. L alimentation se fait entre 8 et 35 V continu (consommation = 20 mA sous 12 V) et tous les signaux d entrée doivent être référencés à la masse de l alimentation.

À chaque mise sous tension, le *µDAS* commence l'enregistrement automatiquement après un court laps de temps appelé *startup* (centrage des données autour de la mi-période « ronde »). La première ligne de données est toujours nulle et marque le début de l'enregistrement. Lorsque la mémoire est pleine, l'acquisition continue mais les données les plus anciennes sont écrasées.

Chaque signal modulé en fréquence passe par un diviseur par 2 (pouvant être défini à 16 ou 128 par des *jumpers* à l'intérieur du boîtier, voir Figure A.9) puis est envoyé dans un compteur 100 000 points (5 digits) qui s'incrémente sur les flancs descendants. La donnée enregistrée est le résultat du comptage des flancs sur toute la période ce qui correspond à l'intégrale définie du signal modulant sur l'intervalle ou encore sa moyenne (à une constante près).

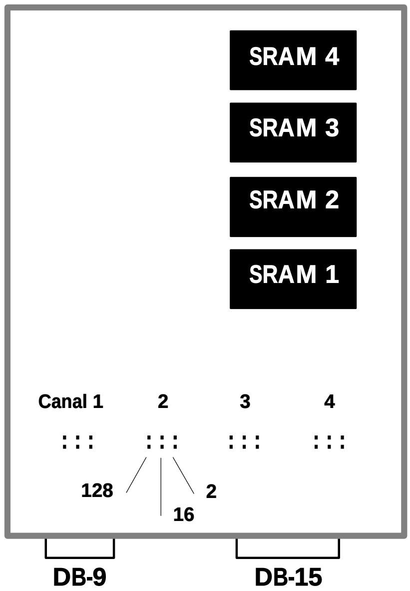


Figure A.9. Schéma du boîtier µDAS ouvert : disposition des 4 mémoires SRAM, des diviseurs de fréquence pour chaque canal (*jumpers*) et des 2 connecteurs DB-9 (port série) et DB-15 (alimentation et entrées des signaux).

Tableau A.3. Câblage du connecteur DB-15 du µDAS.

Main cable µDAS (DB-15 connector)		
1	pink	channel 1
2	yellow	channel 2
3	green	channel 3
4	blue	channel 4
5 – 8	red	supply (8 to 35 V)
9 – 15	grey & brown	ground

Le dialogue avec le système se fait par un port série RS232 configuré en 9600 bauds, 7 bits de données, 1 bit stop et sans parité. À chaque donnée acquise, le µDAS envoie un caractère `*` (étoile, caractère `42`). Si l'on répond par le même caractère immédiatement, la dernière acquisition est envoyée sous la forme d'une ligne ASCII terminée par un *Carriage Return* (caractère `13`) et un *Line Feed* (caractère `10`) :

```
*YYMMDDhhmmss_00000_00000_00000_00000
```

où les `00000` correspondent aux emplacements des valeurs de compteurs (canaux 1 à 4). Il est alors possible d'envoyer un caractère pour donner un ordre. Les versions 3 et 4 de l'EPROM

reconnaissent seulement 4 instructions : aperçu de l'état du *µDAS* (**a**), affichage de toutes les données (**t**), affichage des dernières données (**s**) et reprogrammation (**z** + code **31**) qui permet de définir la période d'acquisition, le nombre de canaux, la date et l'heure. À noter que l'affichage des dernières données comporte un *bug* (recouvrement incorrect des données); cette fonction est donc à éviter.

Le transfert des données du *µDAS* (jusqu'à l'EPROM v4) se fait donc toujours en mode ASCII, ce qui correspond à un temps de vidage de mémoire pleine d'environ **30 minutes**.

Toutes ces fonctions sont accessibles simplement au moyen du programme DOS « **`mdas.exe`** » qui fournit de surcroît des fichiers de données clairs avec en-tête (voir §A.2.3) Les corrections de sauts d'échelles et la calibration à partir des données brutes sont réalisées de façon optimum avec le programme *µDAS Grapher*.

Mesure de la précision

Pour tester la précision de mesure du µDAS dans un environnement de terrain, une expérience a été menée par le laboratoire d'électronique de l'IPGP par C. DUBEGNY. Pendant plusieurs jours, on a enregistré une fréquence stable à 1 MHz sur un µDAS alimenté par une batterie, elle-même reliée à un panneau solaire et un régulateur.

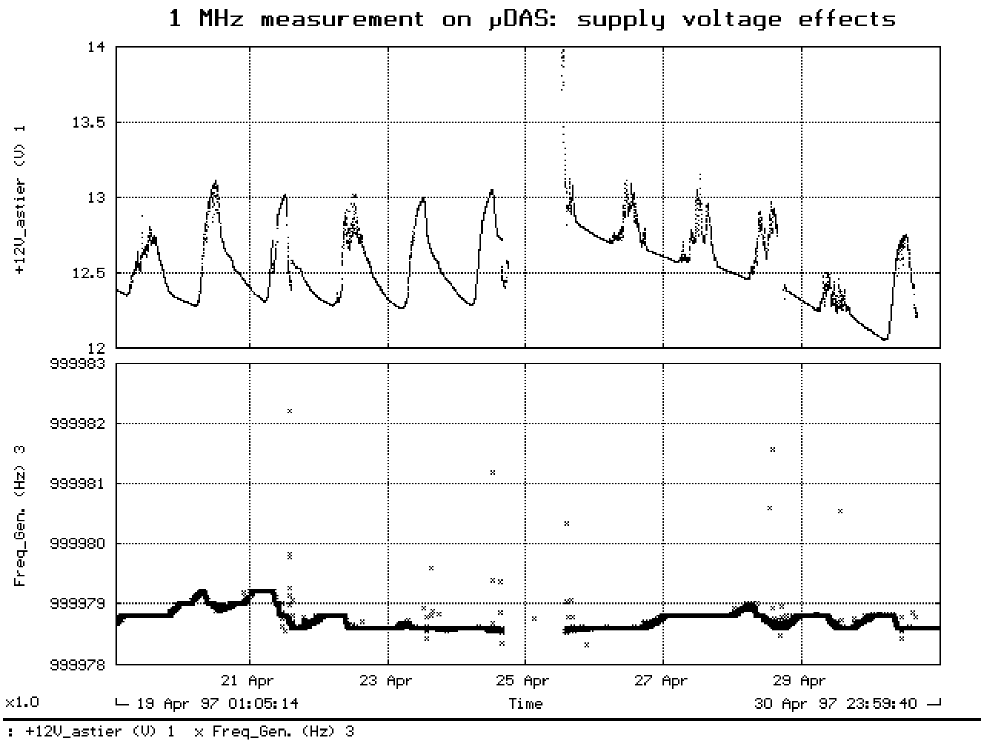


Figure A.10. Test de précision de mesure du µDAS et de l'influence de la tension d'alimentation. En haut, la tension batterie (alimentée par panneau solaire) et en bas la fréquence enregistrée d'un générateur 1 MHz.

La Figure A.10 montre les variations journalières de la tension batterie (de l'ordre de 0.7 V d'amplitude) et le signal enregistré par le µDAS pendant une période de 12 jours avec une période d'intégration de 10 secondes. L'effet de l'alimentation semble négligeable. Il est fort probable que l'on n'ai mesuré que le bruit du quartz dû aux effets de température. Si l'on exclut les valeurs

aberrantes dues à des interventions ou au passage d'opérateurs dans la salle de l'expérience, on peut déterminer les caractéristiques du système :

- *erreur sur la valeur absolue de la fréquence* = 210 Hz (2.1 10^{-5}), due au laps de temps de quelques millisecondes pris pour enregistrer la donnée des compteurs et les réinitialiser à chaque intégration; cette erreur serait donc d'autant moins grande que la période est longue;
- *bruit moyen à 10 s* = 0.078 Hz (7.8 10^{-8});
- *bruit moyen à 120 s* = 0.056 Hz (5.6 10^{-8});
- *bruit moyen à 10 jours* < 0.5 Hz (5 10^{-7}).

<u>Remarques importantes</u>

1. La communication avec le *μDAS* ne pouvant se faire qu'à la fin de chaque période d'acquisition, on ne s'aperçoit d'un problème (connexion, plantage, ...) que si l'attente de la première donnée est plus longue que prévue (plus d'une fois la période d'acquisition). Dans ce cas, il est conseillé de couper brièvement l'alimentation du *μDAS* en débranchant le connecteur, ce qui lance le *startup* instantanément et ainsi « donne la main ».
2. Lors de la communication série entre un PC et le *μDAS* (visualisation temps-réel ou transfert de données), l'émission des données provoque une légère augmentation de consommation. Ceci peut faire chuter la tension de la batterie si elle est trop faible et perturber les données. Plus l'acquisition est rapide, plus la perturbation sera forte (en pourcentage). Il est donc préférable de quitter le programme d'exploitation (ou de débrancher le câble série) dès que la visualisation des données n'est pas nécessaire (pendant, par exemple, une période de test des appareils).

Le Tableau A.3 reprend les connexions du câble principal du *μDAS*, comprenant alimentation et entrées des signaux.

A.2.3. Le programme d exploitation MDAS v2.0

Cet utilitaire DOS « **`mdas.exe`** » a été écrit pour simplifier au maximum l'exploitation du *µDAS*. Toutes les fonctions sont accessibles par une seule ligne de commande DOS, ce qui évite la manipulation de menus. La syntaxe est la suivante :

`mdas` *com mode* [*filename* [*periode channels* [*lag*]]]

Le premier argument *com* est obligatoire et correspond au numéro de port série utilisé pour la connexion : **`1`** ou **`2`**.

Ensuite, quatre valeurs de *mode* sont possibles :

`0` = état du *µDAS* et visualisation temps-réel des données (tableau d'information)
`1` = transfert des dernières données dans un fichier (non utilisé)
`2` = transfert de toutes les données de la mémoire dans un fichier
`3` = transfert de toutes les données (mode **`2`**) puis réinitialisation de la mémoire (*reset*)

Les données transférées sont sauvegardées dans un fichier par défaut en mode ASCII. Un mode binaire existe qui permet de réduire la taille du fichier environ d'un facteur 3. Celui-ci est accessible dans tous les modes en donnant une valeur de *mode* négative (**`-1`**, **`-2`** ou **`-3`**).

filename permet de définir le nom de fichier qui contiendra les données transférées. Il est possible (et préférable) de laisser le programme déterminer le nom automatiquement de façon à ne jamais écraser un fichier existant. À la place d'un nom de fichier complet, il suffit d'utiliser pour *filename* :

`*` = le nom de fichier sera « **`dasYYJJJ.xxx`** » où *YY* est l'année, *JJJ* le jour de l'année et *xxx* un codage de l'heure de transfert (nombre de secondes dans la journée en base 36).

`nnn*` = le nom de fichier sera « **`nnnYYJJJ.xxx`** » où *nnn* peuvent être 3 caractères quelconques, par exemple le nom de la station.

Avec le mode **`3`** uniquement, les arguments *periode* (en seconde) et *channels* (nombre de canaux) doivent être définis pour la programmation de l'acquisition. L'ajout d'un dernier argument *lag* permet de synchroniser l'horloge du *µDAS* avec celle du PC (*lag* = **`0`**) avec un éventuel décalage horaire (*lag* est égale à la différence d'horloges $h_{\mu DAS} - h_{PC}$, en heure).

Pour des raisons de sécurité, il n'existe pas de mode accessible en ligne de commande permettant la réinitialisation de la mémoire sans transfert préalable des données dans un fichier. Les modes **`1`** à **`3`**, une fois les opérations achevées, terminent tous par le mode **`0`** (visualisation temps-réel) que l'on quitte par ***F10*** ou ***Alt*** + ***X***. Le mode **`0`** permet en outre d'accéder aux commandes de transfert de données et de réinitalisation par les touches de fonction ***F1*** (transfert des dernières données) ***F2*** (transfert de toutes les données) et ***F3*** (*reset* de la mémoire après confirmation, mais **sans** transfert préalable). La touche ***F9*** permet de basculer le mode sonore (*bip* à chaque donnée reçue).

À chaque utilisation de **`mdas.exe`**, un fichier « log » est créé (même nom que *filename* mais avec l'extension **`._lo`**) qui contient une liste de toutes les informations recueillies : état du *µDAS*, fonctions réalisées, noms des fichiers de données, etc...

Les fichiers de données ainsi créés contiennent une en-tête explicite (par mots-clef en 4 lettres commençant pas le caractère **`#`**) précisant la date et l'heure du transfert, la version de l'EPROM, la période d'acquisition, le nombre de boucle de mémoire en cas de saturation, le nombre de coupures d'alimentation et le décalage d'horloge entre le *µDAS* et le PC, exprimé en secondes. Cette en-tête contient également le type de codage des données : ASCII ou binaire. Exemple de fichier en mode ASCII (fichier « **`mda97349.e7p`** ») :

```
# DATE: 1997/12/10 10:25:00
# SAMP: 0120s
# EDAS: uDAS No F , Version V4.0
# SHOT: 100000
# INFO: ram loops 0000
# INFO: start up  0001
# INFO: memory    512Kb
# CHAN: YY MM DD HH MI SS 0001 0002 0003 0004
97 12 10 10 25 00 00000 00000 00000 00000
97 12 10 10 27 00 00000 41982 38217 24179
97 12 10 10 29 00 00000 41945 38215 24076
97 12 10 10 31 00 00000 41937 38233 23942
```

[...]

```
# INFO: transfer end 1997/12/15 07:51:49
# INFO: clock difference -49 s
```

Le mode binaire contient une en-tête identique (en ASCII), mais avec la ligne :

```
# CHAN: BINARY4 0001 0002 0003 0004
```

Les données qui suivent sont définies par la suite d'octets (entiers non signés) :

4 octets = temps UNIX (nombre de secondes écoulées depuis le 01/01/70 à 00:00)

3 octets par canal = valeur du compteur

Pour un vidage de mémoire pleine (512 Ko), les tailles de fichiers sur disque sont égales à environ **2.3 Mo** en ASCII et **871 Ko** en binaire. Le mode binaire ne permet en aucun cas un gain de temps de transfert. Il n'est donc utile que dans des circonstances très particulières, par exemple un manque de place incontournable sur le disque, un transfert direct sur une disquette... Un utilitaire « **`bin2asc.exe`** » a été écrit pour convertir ces fichiers en mode ASCII afin de retrouver la compatibilité des traitements.

A.3. Logiciel *µDAS Grapher* v1.7

Objectifs

Ce petit logiciel a été écrit au cours de mes missions entre 1995 et 1996, dans un but bien précis : pouvoir traiter et visualiser rapidement les données brutes sur le terrain afin d'améliorer le diagnostic de l'état d'une station et donc optimiser la durée et la qualité des interventions. Cet objectif parfaitement louable nous amène à une contrainte assez substantielle : le programme doit être utilisable sur un ordinateur portable PC bas de gamme, généralement sans mémoire vive importante (voire aucune mémoire étendue), éventuellement sans souris ou environnement graphique comme *Windows* (donc sous *DOS*) et avec une autonomie de batterie incontestablement limitée. En outre — que ceux qui n'ont jamais fait de terrain avec un ordinateur sous une pluie tropicale se taisent — le temps passé auprès des stations est précieux et souvent limité ; le logiciel devra donc être d'utilisation rapide et programmable.

Finalement, le résultat a été plus loin que prévu... Les options de format d'entrée n'ont cessé d'être étendues de telle sorte que maintenant, un nombre pratiquement illimité de types de formats ASCII sont acceptés. Le principe de visualisation rapide et intuitive est devenu séduisant aussi sur PC de laboratoire (notamment grâce au fait de pouvoir traiter n'importe quelle taille de fichier) et j'ai ainsi ajouté des options graphiques donnant des figures soignées et des calculs simples sur les données telles que la correction linéaire, le filtre par moyenne glissante, des formules arithmétiques... En parallèle, de nombreuses fonctions de traitement ont été ajoutées afin de pouvoir manipuler ces fichiers (décimation, extraction, changement de formats...) et de les exporter. *µDAS Grapher* devient alors un utilitaire *DOS* pour la gestion de base de données ASCII.

Ce logiciel est désormais utilisé dans plusieurs laboratoires et observatoires de par le monde (*IPG*, *ORB*, *MVO*, *L&R*). Il a permis tous les traitements, calibrations et graphes de données continues présentés au Chapitre 2 (extensométrie et inclinométrie).

Présentation et aide en ligne

```
Usage: mdasgr <filename1> [<filename2> ...] [options]


=== PRESENTATION ===

µDAS Grapher reads almost all ASCII data file(s) and displays data as time
referenced graphics. Then you can select channels to view, zoom, adjust
scales, apply formula or export data in an other format very simply with
keyboard or mouse. µDAS Grapher is a small DOS program "MDASGR.EXE" (less
than 100 Kb) running with VGA display and processor 80286 or higher. It does
not need memory whichever file size it reads. All options can be specified on
a single line at the DOS prompt.


=== OPTIONS INDEX ===

/a     Append Time        /b:    Begin Time         /bk:   Book File
/c:    Calib. Filename    /cf:   Calib. Frequency   /cg:   Calib. Geophys.
/cf:   Calib. Frequency   /cv:   Calib. Volts       /com   µDAS Connect
/d:    Decimate Data      /das   PC-DAS Format      /dc    Data CumSum
/dd:   Data Difference    /df:   Data Filter        /dl    Data Linear
/do    Data Offset        /e:    End Time           /ed:   Extract Data
```

/f:	Formula	**/fs**	Full Scale	**/fxN:**	Filtering
/g:	Graphics	**/gd**	Grid	**/i:**	Import Format
/ic	Coma Format	**/im**	Minus Format	**/it:**	Imposed Time
/l	LTERM Format	**/lw**	Line Width	**/m:**	DAS Overscales
/nan:	Not-A-Number	**/nh**	No Header	**/nt**	No Negative Time
/o:	Output Filename	**/pe**	Plain Screen	**/r**	Time Centering
/s:	Time Shift	**/sc:**	Screen Mode	**/shot**	Shots Export
/t	Export Data	**/test**	Test Mode	**/tmp:**	Temp. Drive
/tt	True Time	**/vga:**	VGA Mode	**/vmN:**	Max Value
/vnN:	Min Value	**/x:**	Exclude Lines	**/xt**	Exclude Text
/xi	Exclude Info	**/y:**	Time Ref.	**/yn:**	Time Ref. File

=== 1. HOW TO USE µDAS GRAPHER ===

µDAS Grapher can be basically used in 3 different ways:

- Treat data and/or change time format of almost any ASCII data file(s);
- Visualise these data as full time referenced graphics;
- View graphics in real-time from the µDAS data-logger.

A. Decoding Command Line Arguments

Options are all begin with a slash **/** and can be in any order of apearence. All other argument will be considered as data filename.

B. Import Data from File(s)

B.1 File Format

µDAS files created by "**MDAS.EXE**" program do not need any file format option. There is two special DAS format options: **/l** for µDAS files transfered with "**LTERM.EXE**" program, and /das for PC-DAS original files.
A set of options allows to specify the file format for not µDAS files: raws signification (**/i:**), exclude text (**/xt**) or unknown header (**/x:**), and convert special separator (**/im**, **/ic**).
By default, multiple files will be imported as separated channels; use /a to append them.
There is two kind of data files : "No Time" referenced (each raw is a data channel), and "Time" referenced with(out) constant acquisition periode.
For "Time" files, a complete date and time is needed for each data, i.e., in order of importance: year, month, day, hour, minute and second. If the files do not contain complete time reference, it must be fixed by a constant (**/y:**) or taken from the filename (**/yn:**).
For "No Time" files, it is possible to fix a time reference (**/y:**) and to force an "acquisition period" (**/it:**).

B.2 Time Treatment

Uncomplete time referenced data will be automatically adjusted if any time negative "jumps" are uncountered (i.e. no date in data row and the hour returns to 00 from 23, then one day will be added). To avoid that, specify "True Time" import (**/tt**).
Time can be modified: center on half period (**/r**), add a time lag (**/s:**), extract an interval (**/b:** and **/e:**) or exclude back time data (**/nt**).

B.3 Data Treatment

Before importation, data can be decimated (**/d:**, **/ed:**), calibrated by a 3rd order polynom (**/c:**), filtered by test on values (**/vn**, **/vm**) or differences (**/fx**). A simple formula can also be computed to create a new channel (**/f:**). All these treatments will affect imported data. Then following calculations can be applied temporarly (returning to imported data will be possible after graphics): correction from offset (**/do**) or linear regression (**/dl**), filter by moving average (**/df:**), differences (**/dd:**) or cumulative sum (**/dc**).
Only for DAS data files, specific computations are applied automatically (overscale corrections, see **/m**) and several parameters will be used in calibration (**/c:**, **/cf:**).

C. Visualize Graphics

First graphic display will have default configuration which is each channel

on a different axis versus time. This can be defined by several options: axis and line type (**/g:**, **/lw**), full scale (**/fs**), full screen (**/pe**), grid (**/gd**), screen colors (**/sc:**) and VGA mode (**/vga:**).
Title, channel names and units can be defined in the calibration file (**/c:**, **/cn:**) and will be copied in file header at export.
Channel colors, axis tick position and labels are automatic.
After the first graphic displayed, a set of functions are available with keyboard and mouse (see Menu page 7).

D. Export Data

While visualize graphics, displayed data can be exported at any time in a new file with any time format. Filename will be automatic or defined (**/o:**). A special option **/t** allows to export imported data and eventually results of calculations in a given format without display graphics. Because all options (file format, time and data treatment) can be defined in the command line, this is a solution to compute your data and/or change file format very simply at DOS prompt, or include long file treatment in "batch" files!

=== 2. GENERAL OPTIONS ===

- <filename> = list of files to import with a single format. Generic names are allowed (* and ?) and will be imported in alphabetic order.
- no option = import µDAS shot data files (from "mdas.exe" program) or original data of any file with the µDAS Grapher header. See option **/i:** page 3 to import other files.
- **/a** = if multiple files, append them in time (default is append channels).
- **/l** = import in format of µDAS capture files (from "lterm.exe" program).
- **/das** = import in format of PC-DAS files.
- **/com1** or **/com2** = to connect µDAS on serial port and display data in real time (after 2 data received). No calibration or calculation option allowed.
- **/tmp** = use local drive and directory for temporary file (default is "C:\"). Use **/tmp:**<drive> to specify another disk drive (see limitations page 8).

=== 3. IMPORT/EXPORT FILE FORMAT OPTIONS ===

- **/test** = gives information about file format you want to import.
- **/i:**<format_string> = specify import file format (not µDAS files).
- **/t:**<format_string> = export file without viewing graphics; **/t** by itself uses import format as export format.

The « format_string » allows to define each column meaning (time and data) for import or export. One character stands for one column:

y = year (after 1970)	**t** = YYMMDDHHNNSS (no separator)
m = month (01 to 12)	**l** = HHNNSS
d = day in month (01 to 31)	**k** = HHNN[.SS]
h = hour	**q** = HH.NN[SS]
n = minute	**x** = unused column (NaN for export)
s = second	**1** to **9** then **A** to **Z** = channel number
j = day of the year (1 to 366)	***** = all channels (in order)
b = month name (3 letters)	**i** = data index (as x-axis).

Example: **/i:ymdhns*** is µDAS default import format.

For time characters **d**, **h**, **n**, **s** and **j** : fractionary parts are allowed at import; add a point to export with fractions (ex: **/t:yj.** for year and day with fractions of day).

- **/o:**<output> = filename to export data. Default is **/o:*** for automatic name constructed from input filename with extension ".$nn" (nn = 00 to 99).

- **/nh** = no header in exported file. By default, a text header is added to the file when exported (see below).

- **/xi** = exclude header info lines in exported file (see below).

- **/xt** = exclude lines containing text or letters.

- **/x:**<n> = exclude the first n line(s).

- **/ic** = convert all comas to points (use coma as decimal point).

- **/im** = minus is a separator (positive values only).

- **/s:**<hour> = shifted time correction to apply (in hours).

- **/it:**<n> = impose an interval of time of n seconds.

- **/y:**<time_string> = specify the time reference if uncomplete.

- **/yn:**<format_string> = search for time reference in the filename. The time will be completed for each file. Example: sta0225.d97 is one of daily files (25 Feb 97), which contains hours, minutes and data. Then use: **mdasgr sta*.* /i:hn* /a /yn:xxxmmdd.xyy**.

- **/b:** or **/e:**<time_string> = begin and/or end at a specific time. If begin time is less than end time, only data between the two times will be imported; on the contrary, data will be excluded.

The complete « time_string » format is "YYMMDDHHNNSSsss" (year, month, day, hour, minute, second and millisecond) or the data index if there is no time reference. The end of the string can be stopped anywhere.

- **/r** = center time reference (minus acquisition period / 2).

- **/nt** = exclude data with recovered time reference.

- **/tt** = true time (avoid automatic continuous time restore).

- **/shot** = data will be exported as integer "shots" (0 to 99999); use this option to simulate original DAS data files, for example after decimation.

About text header

The text header contains (order has no importance):
- # DATE: = date an time of creation;
- # PROG: = complete line command when calling mdasgr;
- # INFO: = copy of information from original file header (use option **/xi** to exclude it from exported files);
- # TITL: = copy of title from calibration file or original file header;
- # SHOT: = data are original DAS shots (must correct over-scale);
- # SAMP: = time sampling;
- # CHAN: = time and data format, including channel names and units.

A file with this text header can be loaded by mdasgr without option **/i:**.

=== 4. DATA CALIBRATION ===

- **/c:**<calib_file> = name of the file which contains all calibration parameters and other data information:
  - # TITLE: <text> = text line used for graphics;
  - # VALID: <begin_time> [<end_time>] = define the validity time domain of the following calibration parameters (in time_string format);
  - # LAG: <hour> = same as **/s:** option;
  - DIV FREQ FACT CST X X^2 X^3 UNIT NAME = description list for each channels:

   · frequency divisor: 2, 16 or 128 (set in µDAS box);
   · initial frequency (in Hz): to produce absolute values if necessary;
   · general factor of calibration applied after the polynome (physical unit per Volt for µDAS),
   · 3rd order polynomial factors (in Volt per Hz for µDAS), in order: a constant, x, x^2 and x^3;
   · physical unit name (7 char. max.);   } use underscore (_)
   · sensor name (16 char. max.);   } for space.
 · # BOOK: <begin_time> <end_time> [<level>] = see **/bk:** option.

NB: to create a new calibration file and edit it, enter a new filename.

For DAS shots data, initial frequency will fix the number of over-scales at the begining of the file; 0 value also means no change from previous data and -1 value means the sensor is a real counter (not F.M. signal), thus, time sampling will not be applied and decimation will compute the sum (and not the average) of the data.

- **/cn:**<calib_file> = retrieve only names, units and book for graphics.

- **/cf:**<calib_file> = calibrates µDAS data in Hertz (uses frequency divisor, initial frequency and sensor names).

- **/cv:**<calib_file> = calibrates µDAS data in Volt (uses frequency divisor, initial frequency, 3rd order polynome and sensor names).

- **/cg:**<calib_file> = calibrates data in "geophysical units" (uses only the general factor and sensor names).

=== 5. DATA CALCULATION OPTIONS ===

- **/nan** or **/nan:**<x> = unvalid data will be replaced by « Not A Number » value <x> which will be ignored in graphics and calculations, and used to export "x" columns (see format_string). If this option is not specified, any unvalid data will exclude the entire line (all channel).

- **/vm**<N>**:**<max> and **/vn**<N>**:**<min> = unvalid data of channel <N> outside <max> and/or <min> values before calibration if any. To apply on all channels, use **/vm:**<max> and **/vn:**<min>.

- **/fx**<N>**:**<noise> = unvalid data if difference between 2 data on channel <N> is more than <noise> value. Ex: **/fxB:50**.

- **/d:**<n> = decimation (extract a mean value computed on n data). For DAS shot data, it computes the sum and not the average.

- **/ed:**<n> = extract one data every n data (under sampling!).

- **/do** = correct all channels from an offset.

- **/dl** = correct all channels from a XY linear regression.

- **/dd** or **/dd:**<n> = compute the approximate derivative of data, or the difference between 2 data spaced by n (all channels).

- **/dc** = compute the cumulative sum for all channels.

- **/df:**<n> = apply a low-pass filter by shifted average on n data.

- **/f:**<formula> = create a new channel which is an arithmetic formula of data (see "About formula...", page 7).

- **/m:**<d> = for DAS "shots" files, adjust the correction of overscales with a maximum difference <d> (0 <= d <= 50000) between two consecutive data. Default is 40000 if option **/i:** is not specified; use **/m:0** to not correct overscales (keep original data, see also option **/shot** for exports), and **/m** to avoid also DAS specific computations in calibration.

=== 6. GRAPHICS OPTIONS ===

- **/g:**<graphics_string> = select channel to draw and line style to use.
  This option allows you to determine the first graphic pattern which will
  be displayed, e.g. for very large files (default is all channels).
  · **1** to **9** then **A** to **Z** (uppercase) for channels;
  · * for all channels on the same axis;
  · **-** to select intervals;
  · **,** (coma) to separate axis between channels and specify the axis relative
  size (two comas = previous axe will be double);
  · **v** (versus) to make XY graphs.

  Examples:
  /g:23,,1,4 draws channels 2 and 3 on first double size axis, channel 1
  on a second axis and channel 4 on a third one;
  /g:1-4v5 draws channels 1 to 4 versus channel 5;
  /g:,1-5B draws channels 1 to 5 and B (11), all on separated axis.

  Line style can also be specified (character must preceed channel(s)):
  / = line (default) **.** = dot **x** = cross
  o = circle **o/** = line & circle **|** = bar.

- **/fs** = full scale mode. For single channel axis, indicates maximum and
  minimum on the legend; for multiple channel axis, draws each channel on
  its own scale (unknown scale).

- **/pe** = plain screen mode (just axis).

- **/lw** = lines and points will be 3 pixels width.

- **/gd** = no griding.

- **/sc:**<mode> = Screen color modes. Values of mode can be:
  · **0** = 16 colours on black background (default)
  · **1** = 2 colours (grays) on black background
  · **2** = 2 colours (grays) on white background
  · **3** = 16 colours on white background

- **/vga:**<mode> = specify the 16 colours VGA graphic resolution mode. Values
  of <mode> can be, depending on your video card memory:
  · **0** = 320 x 200
  · **1** = 640 x 200 (CGA)
  · **2** = 640 x 350 (EGA)
  · **3** = 640 x 480 (VGA, default)
  · **4** = 800 x 600 (SVGA)
  · **5** = 1024 x 768 (SVGA)
  · **6** = 1280 x 1024 (SVGA)

  Note: with SVGA modes, a very basic mouse cursor will appear because
  most of mouse drivers are not compatible.

- **/bk:**<book_file> = name of a file containing a list of specific time
  events related with data; each line is (in time_string format):
  "<begin_time> <end_time> [<level> [<text info>]]"
  Those events will appear as dashed areas in background of graphics,
  depending on <level> value:
  · **0** = /// light (default)
  · **1** = /// bold
  · **2** = \\\ bold
  · **3** = \\\ light
  · **4** = ###
  · **5** = XXX
  · **6** = XXX heavy
  · **7** = spaced dots
  · **8** = dots

=== 7. MAIN MENU FUNCTIONS ===

```
• 1 to Z, -, v and , : Select channels to draw (see /g: option);
  the coma by itself redraws displayed channels on separated axis.

• * : Draw all channels as a function of time or data index, on a same axis.

• ± : Zoom in or out (in time) by a factor of 2.

• arrow keys, Home or End: shift the view in all directions by half
  screen, go to the begin or end of view.

• Esc : Returns to a plain view (no zoom).

• File:   Export data in a file (same as /t: option)           F1
          Exit program                                         Alt-X or F10

• Calc:   Offset correction (see /do option)                   Alt-O
          Linear drift correction (see /dl option)             Alt-L
          Approximate derivative (see /dd option)              Alt-D
          Cumulative sum (see /dc option)                      Alt-C
          Filter (see /df: option)                             Alt-T
          Undo (return to original data)                       F3
          Formula (see below)                                  F8

• View :  Information window (see below)                       F2
          Full Scale mode (same as /fs option)                 F4
          Magnify (scale adjustment including all data)        F5
          Equal Scale (each graph has same Y-interval)         Shift-F5
          Mark (line, dot, x, o, line & circle or bar)         F6
          Grid (swich viewing, see /gd option)                 Shift-F6
          LinReg (switch Offset/Linear viewing)                F7
          OverScale (show µDAS shot scale limits)              Shift-F7

• Screen: Switch screen colour mode (see /sc option)           F9
          VGA modes (see /vga: option)                         Shift-F9
          Switch plain screen mode (see /pe option)            Ctrl-F9
          Switch line width (see /lw option)                   Alt-F9

• Help:   Display those quick help screens                     Alt-H

• PgUp and PgDn: scrolling of channel names in the upper-right window area.


Information window (F2):

This window gives general informations about data and allows selection
of graphic parameters with mouse (see below). For each imported channel:
   · graph number, line mark type, name and unit;
   · RMS Difference (Root Mean Square) = an idea of short term noise;
   · Resol. = smallest non-zero value between two consecutive data;
   · Mean Value = average of displayed data;
   · Linear Coefficient = linear regression rate of displayed data;
   · Valid Data = percent of data calculated from time interval and period;
For DAS shot data only:
   · Over-scale = number of overscale corrected (see /m option);
   · Over-range = number of excluded data for overscale correction.


Mouse functions:

• In graphic area:
   · moving = show time and data value in "real-time"
   · left/right-button click = time zoom in/out by 2 (same as ±)
   · left-button double click = magnify (same as F5)
   · right-button double click = return to plain view (same as Esc)
   · left-button drag = open a time interval (zoom in)
   · right-button drag = open a rectangular area (zoom in)

• In upper time-lift (right or left part):
```

· left-button click = shift in time (same as left and right arrows)
· left-button double click = begin or end (same as Home and End)

• Anywhere else: left-button switch the Info window (same as **F2**):
  · left-button click on channel = change line type
  · left-button double click on channel = select one channel only
  · right-button click on channel = change graph number
  · right-button double click = select all/none channel
  · left-button click on **ENTER** area = accept selections and redraw

About formula on data:

You can access to this menu (by **F8**) only if multiple data files are appended (1 file or **/a** option used). The result will be created as a new channel (or replace previous result) then you will be able to include it in a next formula. Syntax of formula string is:

• **1** to **Z** or ***** = channel number or all channels.

• **<x>** = constant number (real).

• **+ - . / ** = addition, substraction, product, division right and left modes. All following channels will be added, substracted, multiplied with, or divided by previous result, until an other mode encountered. Addition mode is default. Some examples:
  · "**1.2+3/4**" <=> (ch1 * ch2 + ch3) / ch4
  · "**123/<3>-4**" <=> (ch1 + ch2 + ch3) / 3 - ch4
  · "**123\4**" <=> ch4 / (ch1 + ch2 + ch3)
  · "**/2**" or "**<1>/2**" or "**2\<1>**" <=> 1 / ch2

• **t** and **w** = « synchronized time events » mode. Example: "**t123**" produces a function with steps where there is events on all channels 1, 2 and 3 at a same time, and flat no where else. "**t123w4**" excludes events present also on channel 4.

=== 8. LIMITATIONS ===

Imported files have to be in a raw ASCII format, with any kind of separator, signs or letters, excepted **.** (point) **-** (minus) and **e** (power of 10). If the file uses minus as separator, or coma as decimal point, see options **/im** and **/ic**. Here is limitations of the program, independant of the memory in your computer:

	Minimum value	Maximum value
• Number of columns	1	40
• Number of imported channels	1	35
• Number of valid lines	3	2,147,483,648
• Line width (characters)	0	512
• Number of files	1	200 (if appended)
• Time reference	01 Jan 1970 00:00:00	19 Jan 2038
• Time period	1 millisecond	—
• Data values	± 1E-307	± 1E+308
• Title (characters)	0	78
• Sensor name (characters)	1	16
• Sensor unit (characters)	0	7

To visualize or export data files, your hard disk free space (or drive specified by option **/tmp**) must be aproximatively equal to the total size of all input files, in order to create a temporary binary file. To compute formula on data, you will need the double. Only data filtering (options **/dd** and **/df**, **Alt-D** and **Alt-T** menu) use dynamic memory allocation.

B. Fiches techniques

B.1. Stratégie de mesure du réseau GPS Merapi

B.1.1. Matériel nécessaire

Les équipes indonésiennes possèdent deux récepteurs de type monofréquence *SERCEL NR101*, l'un appartient au VSI (réf. **116** + accessoires **A**) et l'autre au GRDC (réf. **22** + accessoires **B**). Quelques différences existent entre ces 2 récepteurs et seront signalées ci-après (la mémoire RAM, les EPROM et quelques accessoires). Un set complet comprend :

- 1 boîtier récepteur NR101 (RAM 2 Mb pour le **116** et 0.5 Mb pour le **22**)
- 2 batteries portables (autonomie env. 6 heures, à charger pendant 16 heures à 0.4 A)
- 1 chargeur secteur ➔ différent pour les 2 récepteurs
- 1 antenne + plateau + embase à vis
- 1 système de mesure de hauteur d'antenne ➔ *différent pour les 2 récepteurs*
- 2 câbles d'antenne TNC (20 mètres et 5 mètres)
- 1 câble d'alimentation externe (pour batterie 12 V)
- 1 câble de liaison RS232
- 1 fil à plomb
- 1 thermohygromètre HANNA HI9364 + pile 9V de remplacement
- 1 altimètre - baromètre ALPIN
- 1 carnet de terrain + crayons
- 1 embase avec visée optique
- 1 trépied (vérifier la compatibilité de la vis avec l'embase)

À ajouter :

- 1 batterie 12 V 70 Ah + panneau solaire
- 1 mètre déroulant supplémentaire
- 1 boussole
- 1 émetteur-récepteur radio sur la fréquence réservée MVO
- 1 parapluie ou cape de pluie

Pour la mission au sommet, il est nécessaire d'emporter au moins 3 batteries 70 Ah et si possible un panneau solaire qui permettra de les recharger en cours de mission. Les petites batteries portables sont peu encombrantes et pourront servir d'appoint mais elles ne pourront pas être rechargées au sommet!

B.1.2. Planning

Avec seulement 2 récepteurs, la mesure d'un réseau est assez lourde, en heures d'enregistrement et en logistique (déplacement entre les points). Le but est de contraindre au

mieux la position des points dans l'espace (trilatération multiple) et de réduire les erreurs de positionnement en multipliant les mesures sur un même point. Les bases sont choisies pour une répartition optimale dans l'espace et l'ordre des mesures en fonction des contraintes de terrain (accessibilité et danger de certains points, tombée de la nuit, pluie, échange d'équipes,...) et la minimisation des déplacements. Le Tableau B.1 propose un planning possible mais les contraintes de terrain obligent souvent à le modifier pendant la campagne. Le seul impératif est de réaliser tous les couples de points, et, si le temps le permet, d'ajouter de nouvelles combinaisons afin de réduire les erreurs. Ici, au sommet, on a cherché à bien contraindre un écartement possible du cratère (quadrilatère NTR - NUR - DOZ - AYI) mais aussi à éviter les allers-et-venues au dangereux point DOZ. Le temps de mesure est assez empirique mais est optimisé par expérience en fonction de la distance et de l'altitude entre les points. Afin de gagner du temps, on doit composer des équipes d'au moins deux personnes par récepteur et organiser des tournantes pour les pauses et les mesures de nuit. Au sommet, il est prévu une heure de déplacement entre chaque point, ce qui est largement surestimé afin de parer les problèmes d'intempéries.

Tableau B.1. Planning des mesures pour une campagne complète GPS au Merapi, avec 2 récepteurs (10 jours de terrain).

Day	Local time	Baseline		Measure time	Day	Local time	Baseline		Measure time
1	08:00 - 14:00	JRA	DEL	6 hours		11:00 - 12:00	LUL	LIL	1 hour
2	08:00 - 14:00	BAB	DEL	6 hours		13:00 - 14:00	NUR	LIL	1 hour
3	08:00 - 14:00	BAB	JRA	6 hours		15:00 - 16:00	NUR	NTR	1 hour
4	02:00 - 06:00	BAB	SEL	4 hours	7	07:00 - 08:00	NUR	AYI	1 hour
	07:30 - 11:30	BAB	PUS	4 hours		09:00 - 10:00	NTR	AYI	1 hour
	12:30 - 16:30	JRA	PUS	4 hours		11:00 - 12:00	LIL	AYI	1 hour
	18:00 - 24:00	JRA	LUL	6 hours		13:00 - 14:00	LIL	IPU	1 hour
5	07:00 - 08:00	NTR	DOZ	1 hour		15:00 - 16:00	LUL	MAR	1 hour
	09:00 - 10:00	NUR	DOZ	1 hour	8	07:00 - 09:00	LUL	PUS	2 hours
	11:00 - 12:00	AYI	DOZ	1 hour		10:00 - 12:00	LUL	SEL	2 hours
	13:00 - 14:00	AYI	IPU	1 hour		13:00 - 15:00	PUS	SEL	2 hours
	15:00 - 16:00	MAR	IPU	1 hour	9	06:00 - 10:00	JRA	SEL	4 hours
6	07:00 - 08:00	MAR	PUN	1 hour		12:00 - 18:00	BAB	LUL	6 hours
	09:00 - 10:00	LUL	PUN	1 hour	10	08:00 - 14:00	DEL	LUL	6 hours

Tableau B.2. Planning pour une campagne GPS avec 3 récepteurs (5 jours de terrain).

Day	Local time	Baselines			Measure time
1	08:00 - 14:00	JRA	BAB	DEL	6 hours
2	02:00 - 06:00	JRA	BAB	SEL	4 hours
	07:30 - 11:30	JRA	BAB	PUS	4 hours
	13:00 - 17:00	JRA	BAB	LUL	4 hours
3	07:00 - 08:00	NUR	AYI	LUL	1 hour
	09:00 - 10:00	PUN	LIL	LUL	1 hour
	11:00 - 12:00	PUN	MAR	LUL	1 hour
	13:00 - 14:00	PUN	MAR	IPU	1 hour
	15:00 - 16:00	PUN	AYI	IPU	1 hour
4	07:00 - 08:00	NTR	NUR	DOZ	1 hour
	09:00 - 10:00	NTR	AYI	DOZ	1 hour
	13:00 - 16:00	SEL	PUS	LUL	3 hours
5	08:00 - 14:00	DEL	PUS	LUL	6 hours

Le Tableau B.2 montre un exemple de planning avec 3 récepteurs. On remarque que les bases mesurées seraient plus complètes (souvent répétées deux fois) avec un gain de temps considérable.

Lorsque plusieurs sessions contenant un point commun se succèdent, il est tout à fait possible de laisser le trépied et le récepteur en enregistrement continu sur ce point, ce qui simplifie la logistique. Cependant, cela pose deux problèmes :

- le récepteur fixe va mémoriser des données inutilisables pendant que le second récepteur changera de point, ce qui peut poser des problèmes de place en mémoire;
- si le trépied a mal été positionné au dessus du repère, une erreur systématique sera introduite dans plusieurs sessions de mesures.

Pour ces raisons, il est préférable d'arrêter la mesure, de défaire puis repositionner le trépied et de démarrer une nouvelle session, comme si l'on changeait réellement de point. Afin de gagner un peu de temps, une astuce consiste à simplement modifier la hauteur du trépied de quelques centimètres, refaire le centrage et la bulle de l'embase et remesurer la hauteur d'antenne. Le récepteur, ses accessoires et tous les câbles restent donc en place.

Le récepteur **116** (VSI), grâce à sa mémoire et son système de mesure de hauteur d'antenne, est plus approprié aux mesures sur un grand nombre de points dans une journée. Le récepteur **22** (GRDC) sera plus adapté aux longues sessions sur un seul point, avec à ses cotés le PC portable. Il est préférable de constituer deux équipes de 2 ou 3 personnes, qui s'occuperont d'un récepteur et de tous ses accessoires.

Ne pas oublier d'emmener un PC portable sur alimentation externe 12 V, avec au moins le programme de transfert et suffisamment de place sur le disque dur. Prévoir aussi une vingtaine de disquettes préformattées DOS pour la copie des données sur le terrain.

B.1.3. Installation de l antenne sur le point

L'antenne GPS doit être positionnée à la verticale parfaite du point de mesure, horizontalement et orientée vers le nord. La hauteur entre le centre de phase (ou à défaut le plateau) et le point doit être mesurée avec la plus grande attention. Les visées optiques des embase étant souvent faussées, il est nécessaire d'ajuster la verticale au moyen d'un fil à plomb. Voici un mode d'installation possible :

a) Fixer l'embase sur le trépied, en position centrale et toutes vis serrées; y accrocher le fil à plomb.

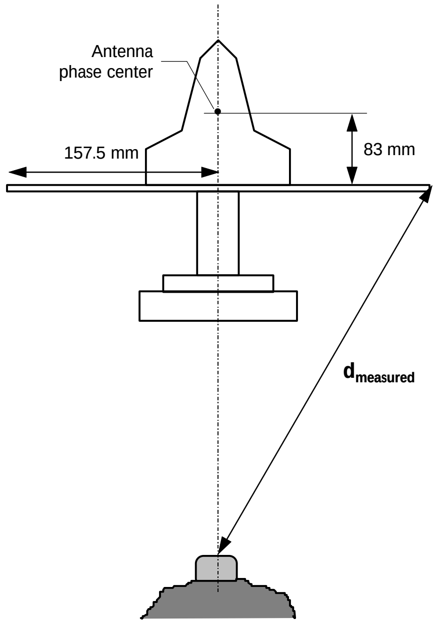
b) Planter le trépied au dessus du point, les 3 pieds équidistants et pas trop écartés, et régler la hauteur des pieds proche de leur maximum, de façon à ce que le fil à plomb soit à moins d'un centimètre du repère GPS, et l'embase à peu près horizontal. Veiller à bien enfoncer les 3 pieds et bien serrer les vis de hauteur. À défaut d'être enfoncés dans la terre, les pieds doivent être posés sur des rochers **stables**.

c) Régler la bulle de l'embase, puis le translater pour que le plomb soit parfaitement au dessus du point. Renouveler *c)* jusqu'à ce que la bulle soit centrée **et** le plomb en bonne position. Si le vent gêne cette opération, régler la bulle de l'embase et noter sur la fiche de terrain le décentrage **orienté**, pendant ou en fin de mesure, lorsque le vent le permettra.

d) Fixer le plateau sur l'antenne, puis le câble coaxial (vis serrée **à fond**), puis l'embase et fixer le tout sur l'embase en tournant la clé d'un demi-tour. Orienter l'antenne avec la flèche vers le nord (± 10°) et serrer la vis.

e) Mesurer la hauteur d'antenne : avec le récepteur **116**, un mètre spécial se fixe à l'antenne et indique directement la bonne valeur, à laquelle il faut ajouter 45 cm; il est préférable de noter sur la fiche de terrain « *valeur* + 45 » plutôt que le résultat. Avec le récepteur **22**, le mètre fourni ne correspond pas au modèle d'antenne (**attention** : il est coupé à 46.6 cm); il faut donc mesurer la distance entre le point et le bord supérieur du plateau (voir Figure B.1). Comme celui-ci peut être voilé, on effectue la mesure trois fois sur le pourtour de l'antenne, avec 120° d'écart, et l'on moyenne les valeurs.

f) Pendant toute la durée de l'enregistrement, vérifier si la bulle de l'embase est toujours centrée : elle confirme que le trépied n'a pas bougé; sinon, le noter comme observation sur la fiche de terrain. Il faut éviter tout masque des signaux vers l'antenne, il est donc préférable de ne pas être debout proche du trépied. Une fois la session d'enregistrement terminée, renouveler *e)* et noter.



Caractéristiques de l'antenne GPS SERCEL

- rayon du plateau : $r_{antenna}$ = 157.5 mm
- hauteur du centre de phase : h_{phase} = 83 mm

Calcul de la hauteur d'antenne réelle

$$h_a = \sqrt{d_{measured}^2 - r_{antenna}^2} + h_{phase}$$

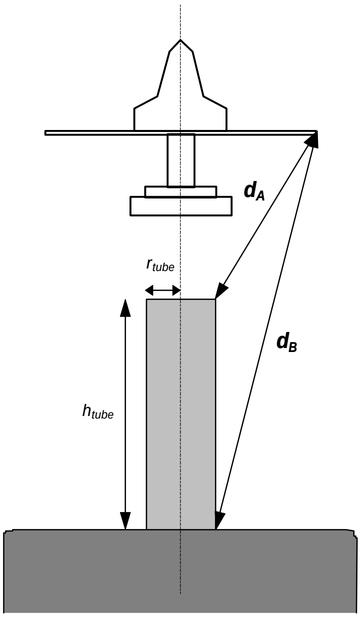
Figure B.1. Mesure et calcul de la hauteur d 'antenne avec le récepteur **22**.

Ces calculs ne seront effectués qu'en fin de mission au moment du traitement des données (voir § B.1.8); sur le terrain, on se contente de noter sur la fiche de terrain les valeurs brutes mesurées avec leur azimut, et éventuellement un schéma explicatif au dos de cette fiche.

Cas particulier des points PUS0 et SEL0

Ces repères sont constitués de bornes de béton surmontées de tubes de PVC. Le trépied doit alors être réglé à sa hauteur quasi maximale, ce qui ne laisse encore que quelques centimètres entre le point et le dessous du trépied. Il est alors impossible d'utiliser le fil à plomb, mais la visée optique peut servir — dans ce cas uniquement — car l'erreur n'excédera pas une fraction de millimètre sur cette petite distance. **Attention** : l'utilisation de la visée suppose une parfaite horizontalité de l'embase (réglage de la bulle).

Quelque soit le récepteur utilisé sur ces points, la hauteur d'antenne devra être calculée à partir de mesures indirectes, comme pour le récepteur **22**. L'imprécision étant assez élevée sur ces positionnements, il est préférable de multiplier les mesures et de les moyenner (voir Figure B.2), par exemple mesurer la distance du dessus du plateau de l'antenne avec le bord du tube PVC (3 mesures d_A) et avec la base du tube PVC (3 mesures d_B).



Caractéristiques du tube PVC

- rayon externe du tube : r_{tube} = 45 mm
- hauteur du tube SEL : h_{tube} = 435 mm
- hauteur du tube PUS : h_{tube} = 417 mm

Calculs de la hauteur d'antenne réelle

$$h_a = \sqrt{d_A^2 - (r_{antenna} - r_{tube})^2} + h_{phase} \text{ (mm)}$$

$$h_a = \sqrt{d_B^2 - (r_{antenna} - r_{tube})^2} + h_{phase} - h_{tube} \text{ (mm)}$$

Figure B.2. Mesure et calcul de la hauteur d'antenne aux point **PUS** et **SEL**. Afin de diminuer l'erreur, on moyenne les 2 mesures A et B.

B.1.4. Début d une session d enregistrement sur le récepteur NR101

Dès que l'antenne est en place, le récepteur peut être allumé; il suffit pour cela de le connecter à la batterie ou si cela est déjà fait (récepteur en veille), d'appuyer sur le bouton rouge **O**. Sur le récepteur **116**, il faut commencer par entrer la position approximative du point (voir Tableau B.3) à l'aide du pavé numérique et des flèches de direction, puis valider par la touche ↵. **Attention** : ce récepteur, lorsqu'il n'est pas en enregistrement, s'éteint automatiquement après quelques minutes d'inutilisation; il faut donc procéder assez rapidement pour lancer la session.

Tableau B.3. Noms, codes et positions approximatives des points du réseau GPS Merapi.

Points		Approximate position			Observations
Name	Code	Latitude	Longitude	Elevation	
DEL0	080	7° 33' 42.39" S	110° 27' 45.73" E	1541 m	(used in 1996 only)
DEL1	085	7° 33' 46.90" S	110° 27' 44.56" E	1511 m	Small screw on lava flow (since 1996)
BAB0	090	7° 31' 34.18" S	110° 24' 38.20" E	1321 m	EDM screw benchmark (since 1996)
JRA0	100	7° 29 50.22" S	110° 25' 17.64" E	1335 m	X mark in croncrete
SEL0	105	7° 31 51.08" S	110° 27' 07.23" E	2570 m	EDM benchmark
PUS0	107	7° 32 13.54" S	110° 27' 07.48" E	2734 m	EDM benchmark
PUN0	110	7° 32 25.50" S	110° 26' 48.01" E	2987 m	EDM plastic benchmark
LUL0	120	7° 32' 23.32" S	110° 26' 48.73" E	2977 m	EDM plastic benchmark
MAR2	130	7° 32' 26.39" S	110° 26' 51.39" E	2950 m	Small screw on rock (different from EDM)
DOZ0	140	7° 32' 33.65" S	110° 26' 46.64" E	2894 m	EDM plastic benchmark
AYI0	150	7° 32' 30.42" S	110° 26' 50.48" E	2928 m	EDM plastic benchmark
LIL0	160	7° 32' 24.25" S	110° 26' 46.38" E	2971 m	EDM plastic benchmark
NUR0	170	7° 32' 22.94" S	110° 26' 44.71" E	2953 m	EDM plastic benchmark
NTR0	180	7° 32' 24.23" S	110° 26' 41.45" E	2927 m	EDM plastic benchmark
IPU0	190	7° 32' 27.49" S	110° 26' 50.73" E	2950 m	EDM plastic benchmark

Le récepteur recherche immédiatement les satellites (en fonction de la position entrée et de l'almanach) et émet des bips à intervalle régulier qui signifient :

- 3 bips = moins de 4 satellites (positionnement impossible);
- 2 bips = 4 satellites (minimum vital, à condition que l'autre récepteur reçoive les mêmes);
- 1 bip = 5 satellites;
- auncun bip = 6 satellites ou plus.

Pour lancer une session d'enregistrement, appuyer sur **REC 1** (« *1. Immed* ») puis :

a) Sur le récepteur **116** uniquement, entrer la hauteur d'antenne réelle (résultat de la mesure + 45 cm, exprimé en mètre), à l'aide des flèches et du pavé numérique. Sur le récepteur **22**, entrer *0.000*, de façon à clairement indiquer que la hauteur réelle est inconnue pour le moment, et qu'il faudra se référer plus tard à la fiche de terrain.

b) Sur le récepteur **22** uniquement, la position approximative du point est demandée à ce moment; la rentrer (voir Tableau B.3) et valider par la touche ↵ pour passer à l'écran suivant.

c) Entrer le numéro de la session (« *Se:* ») qui permet de distinguer plusieurs sessions sur un même point commencée dans une même journée UTC.

d) Entrer le code du point en trois chiffres (« *Si:* ») suivi du nom du point en 4 lettres (voir Tableau B.3), au moyen des flèches gauche et droite pour se déplacer d'un caractère à l'autre, et haut et bas pour modifier le caractère : les lettres de l'alphabet défilent et sont suivies de chiffres et signes de ponctuation. Par défaut, le récepteur remplit ce champ avec l'heure de début de session.

e) Valider par la touche ↵ : l'enregistrement commence et la LED clignote. Noter l'heure de début sur la fiche de terrain (**MOD 6**). La session commence réellement lorsqu'il y a **au moins 4 satellites** reçus correctement (2 bips ou moins); la durée d'enregistrement doit être comptée à partir de ce moment.

B.1.5. Pendant la session : mesures météo et paramètres GPS

Le grand tableau de la fiche de terrain doit être rempli en début et fin de session, et toutes les 15 minutes pour les bases courtes (sommet-sommet), toutes les 30 minutes seulement pour les bases longues (sommet-flanc ou flanc-flanc).

Paramètres du récepteur NR101

Le mode d'affichage à l'allumage (« 4. *Status* » ou **MOD 4**) rappelle le nombre de satellites reçus, la tension batterie, le mode d'enregistrement et la durée de celui-ci en minutes (récepteur **22** uniquement). Une deuxième page, accessible par ↓ affiche les numéros des satellites normalement en vue (« *SVs* »). Les satellites sont numérotés de *01* à *34*, ces nombres sont précédés d'un « *s* » lorsqu'ils sont encore en recherche, d'un « *r* » lorsque le signal est reçu mais pas encore décodé, et sans préfixe lorsqu'ils sont correctement enregistrés.

Le mode « *2. Pos* » (**MOD 2**) indique la position absolue instantanée du point.

Le mode « *6. Date* » (**MOD 6**) donne la date et l'heure du récepteur, mise à jour en continu via les satellites reçus.

Utilisation de l altimètre ALPIN-EL

Cet instrument est un altimètre basé sur les mesures de pression atmosphérique. Pour le GPS, nous n'utilisons que cette donnée et non les autres estimations et statistiques offertes par

cet appareil. Il s'allume en pressant la touche **DEL**; s'il n'y a pas eu de grosses variations de pression depuis la dernière mise en route, le mode altitude est affichée. Sinon, l'appareil est en mode **ADJ** (initialisation d'altitude) et il faut en sortir en pressant simultanément les 2 touches **–** et **+**.

Appuyer ensuite une fois sur la touche **–** ou 5 fois sur la touche **+** pour accéder au mode pression (indiqué par une barre en dessous du signe , en haut à droite de l'écran LCD). Noter la valeur affichée en bas, repérée par **QFE** (pression réelle en hPa), l'autre valeur est normalement plus élevée (**QFH**) et représente la pression ramenée au niveau de la mer, estimée à partir de l'altitude.

Utilisation du thermohygromètre HANNA HI93640

L'appareil doit être tenu à l'ombre (idéalement sous abri), à environ 1 mètre du sol, dans un endroit ventilé. S'il a séjourné dans un sac ou dans une valise exposée au soleil, il faudra attendre quelques minutes avant de noter les valeurs. À l'extérieur, le capuchon en métal ne doit jamais être retiré.

La mise en marche se fait en pressant le bouton **ON/OFF**. L'humidité relative de l'air est affichée en appuyant sur le bouton **RH%** (précision ± 2 %), la température sèche en appuyant sur **°C** (précision ± 0.4 degrés). Attendre le temps qu'il faut pour que les valeurs soient stables avant de les noter. Pour accélérer le temps de réponse du capteur, on peut agiter la sonde par de larges mouvements circulaires. Éteindre en pressant à nouveau le bouton **ON/OFF**.

Un indicateur **V** s'affiche à l'écran lorsqu'il est nécessaire de remplacer la pile (type *Alcaline 9V*, au dos de l'appareil).

B.1.6. Fin de session

Effectuer un dernier relevé météo et des paramètres du récepteur, et arrêter l'enregistrement en appuyant sur **REC 3 1** (« *3. Stop - 1. Yes* »); la LED redevient fixe. Éteindre le récepteur par **MOD 8 1** sur le **116** ou **MOD 8 3** sur le **22**. Renouveler la mesure de hauteur d'antenne et changer de point.

B.1.7. Transfert des données

Les sessions d'enregistrement sont mémorisées dans les récepteur sous forme de fichiers de données, dont on peut obtenir la liste par **MOD 3 1** (« *3. Memory - 1. Dir* »). La taille de ces fichiers et donc l'autonomie du récepteur dépendent de la durée d'enregistrement et du nombre de satellites reçus. Il faut constamment vérifier l'état de la mémoire et effectuer un transfert des données lorsque celle-ci est presque pleine.

Il suffit pour cela de connecter le port série du PC au récepteur au moyen du câble approprié, et de lancer le programme DOS « **\GPSWIN\SERCEL\trfnr10x.exe** ». Choisir le mode de transfert fichier par fichier, et les nommer manuellement sous la forme « *nnnnsyy.jjj* » avec *nnnn* le nom du point en 4 lettres, *s* la session (**a** pour 1, **b** pour 2, ...), *yy* pour l'année et *jjj* pour le jour de début de session. Exemple : « **jra0a96.304** » pour le point **JRA0**, session 1 du jour 304 (30 octobre) 1996. Les fichiers seront transférés dans le répertoire « **\GPSWIN\RECORDS** ». Il arrive que des problèmes de connexion interrompent le transfert; dans ce cas suivre les instructions du programme et renouveler les essais.

Copier les fichiers sur disquette et s'assurer que la taille en bytes correspond bien à celle annoncée dans le récepteur. Effacer ensuite la mémoire par **MOD 3 3 1** (« *3. Memory - 3. Erase -*

1. Yes »). **Attention** : ne surtout pas débrancher le récepteur pendant cette opération; le récepteur bippera jusqu'à ce que l'effacement soit totalement terminé.

B.1.8. Traitement des données

Synthèse de la mission de terrain

À la fin de la mission de terrain, il est nécessaire de rédiger proprement une synthèse de la mission GPS, à partir des fiches de terrain, contenant les informations suivantes, en parallèle pour les 2 récepteurs (voir Figure B.3) :

- heures de début et de fin de session, de façon à visualiser la durée commune d'enregistrement;
- le nom du fichier de donnée (qui inclut le nom du point, la session et le jour de début);
- la hauteur d'antenne réelle calculée (en mètre), moyenne des mesures en début et fin de session (au moyen de l'utilitaire DOS « **`antenna.exe`** »);
- la moyenne des mesures météo sur la durée commune de session : pression, température sèche, humidité (laquelle devra être convertie en température humide au moyen de l'utilitaire DOS « **`\GPSWIN\SERCEL\humid.exe`** »).

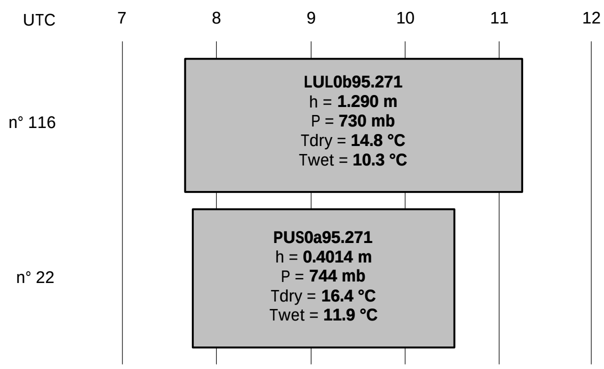


Figure B.3. Exemple de schéma synthétique rappelant les principaux paramètres d'une session de mesure avec les deux récepteurs (hauteur d'antenne et météo moyennée).

GPSWin v2.0

Ce logiciel permet le calcul des vecteurs tridimensionnels entre deux points à partir des données transférées des récepteurs. Il fonctionne sous *Microsoft Windows 3.x*, et est fourni avec un manuel d'utilisation en Anglais. Si ce n'est déjà fait, dans le gestionnaire de programme, créer un dossier « *GPSWin* » (*Fichier - Nouveau - Groupe de programmes*) puis créer autant d'icônes de programme que de fichiers (*Fichier - Nouveau - Programme - Parcourir...*). Voici la liste des 5 programmes situés dans le répertoire « **`\GPSWIN\BIN\`** » :

- **`manager.exe`** ➔ gestionnaire général (préparation des données pour le calcul)
- **`process.exe`** ➔ calcul des bases, affichage graphique et texte des résultats
- **`transfo.exe`** ➔ utilitaire de conversion de systèmes de coordonnées
- **`pred.exe`** ➔ utilitaire de prédiction de trajectoires satellitaires
- **`alm.exe`** ➔ affichage de l'almanach des satellites

La logique à suivre pour traiter les données est la suivante (se référer au manuel d'utilisation pour de plus amples précisions) :

a) Lancer le programme « *Manager* ».

b) Créer des nouvelles sessions à partir des fichiers de données (« *Session - New* »), puis entrer (vérifier) la hauteur d'antenne réelle (« *Session - View - Antenna* »), les paramètres météo (« *Session - View - Meteo* ») et les positions approximatives (« *Session - View - Pos* ») en confirmant par « *Update* » à chaque fois.

c) Créer de nouveaux sites, s'ils n'existent pas déjà, contenant les positions approximatives des points (« *Site - New* »).

d) Créer des travaux contenant les bases à calculer (« *Job - New* ») et sauver à chaque fois par « *Save Base* » puis « *Save Job* ».

e) Lancer le programme « *Process* ».

f) Spécifier dans les options l'utilisation des données météo (« *Options - Processings - Use Meteo Readings* ») et calculer les travaux par « *Job - Open Job* », « *Job - Base Nb* », puis « *Job - Compute Base* ».

g) Vérifier la qualité des résultats : tous les entiers doivent être fixés (« *Phase Integers* ») de préférence du premier coup (sans itération) ; les résidus des doubles différences (« *Residuals - Dbl-Diff* ») doivent être inférieurs à ± **10 cc**, c'est à dire 10 centièmes de cycles ou **1.9 cm** (pour la fréquence L_1, un cycle = 19 cm). Si ne n'est pas le cas, il peut y avoir deux causes possibles : soit un ou plusieurs satellites ont des orbites trop basses et il faut alors les éliminer du calcul (« *Options - Processings - Deselected SVs* »), soit lors d'une longue session, la météo a beaucoup évolué et il faut alors couper la session en morceau avec « *Manager* » (« *Session - Mask* »), modifier les paramètres météo (« *Session - View - Meteo* ») et recommencer le calcul.

h) Les trois composantes du vecteur de base sont affichées en coordonnées géocentriques, et toutes les étapes du calcul sont reprises dans un fichier nommé « **x_1.txt** » pour la base 1, dans lequel on trouvera également la matrice de corrélation des résultats.

Programme d ajustement AG3D

Ce programme « **`ag3d.exe`** » a été développé par *Ruegg & Bougault* [1992] et permet l'ajustement de tous les vecteur 3D, résultats du calcul GPS, par la méthode des moindres carrés, afin de déterminer les positions les plus probables de chaque point du réseau. Il est rédigé en Français. Les fichiers suivants doivent être présents dans le répertoire de travail :

– **`prj`** ➔ *Fichier PROJET* = paramètres de l'ellipsoïde de référence WGS84 (les résultats seront en coordonnées UTM).
– **`merapi94.sta`** ➔ *Fichier STATION* = coordonnées des points du réseau (repère géocentrique) et erreurs a priori, issues des résultats de 1994; on propose de prendre **0.0001 m** d'erreur pour le point de référence (**JRA0**) et **0.1000 m** pour les autres points dont on cherche les coordonnées.
– **`merapi96.dat`** ➔ *Fichier DATA* (à créer à partir des résultats de *GPSWin*) = contenant la liste des composantes vectorielles des bases mesurées et erreurs, au format suivant : « *nn cp1 cp2 dd err 0 0* » avec *nn* = 12 pour dX, 13 pour dY et 14 pour dZ; *cp1* et *cp2* = codes des points 1 et 2 constituants la base, *dd* = composante dX, dY ou dZ et *err* l'erreur surestimée (prendre 10 fois celle indiquée par le logiciel *GPSWin*, i.e. la diagonale de la

matrice de corrélation). Ce fichier est créé automatiquement au moyen de l'utilitaire DOS « **`ag3dres.exe`** » lancé depuis le répertoire **`/GPSWIN/JOBS/`**.

Le programme fonctionne par itérations et indique à chaque passage l'erreur entre les positions a priori et les positions calculées. Voici un exemple d'utilisation, les entrées au clavier sont notées en ***gras italique*** et sont repérées par des flèches ➔, et le signe **`[...]`** indique que la totalité de l'affichage n'a pas été reprise :

Input	age6.exe

```
   Programme AG3D - AGE :
    ---------------------
    - Ajustement Geodesique sur Ellipsoide
                           --version 12/92
    Nom du fichier EDITION :
➔  merapi96.ed1
    SORTIE simplifiee: resultats seuls      : 0
           simple : donnees et resultats    : 1
           complete : residus ch. iteration : 2
➔  1
    Nom fichier projection : PRJ :
➔  prj
   Ellipsoide WGS84
    6399593.625758500000000   8.209443794984000E-002   6.739496742300130E-003
    Nom du fichier stations : STA :
➔  merapi94.sta
   MERAPI geocentric coordinates (results 1994)
    ----------------------------------
    Type de coordonnees a priori :
                   - geocentriques:  0
                   - grades     :    1
                   - degres dec.:    2
                   - U.T.M.     :    3
                   - coord. locales: 4
    ----------------------------------
    nota: cas coord. locales:
          la ligne apres le titre comporte les coord.
          geocentrique du 1er point (point principal)
          9, nsta, Xgeo, Ygeo, Zgeo, 0 0 0
    ---------------------------------------------------
➔  0
       COORDONNEES INITIALES :
         N0      XI               YI                Z          ERP    ERPZ
     100 -2207052.325    5927754.797    -826864.362         .0001    .0001    .0001
   105 -2210459.831    5927273.394    -830707.926         .1000    .1000    .1000
   [...]
   - Nombre de stations :   13  - Nb de parametres :   39
   Nom du fichier donnees : DAT :
➔  merapi96.dat
       DONNEES :
     NSTA  NVIS     DONNEE        Drr          ERD     HSTA     HVIS    IDON
                                Do / Gist.
   12 110 140        83.0320         .0000   .0040     .0000     .0000    1
   13 110 140      -102.4270         .0000   .0060     .0000     .0000    2
   14 110 140      -235.8930         .0000   .0040     .0000     .0000    3
   [...]
   Entree des donnees terminee - Nb data =    54- sigMo(m) =  .00739 -- sigAo (Gr)=
   .000000000 (m)=  .00000
    Fin PBDIR
    Fin FSGM
    Fin MATRES
    Fin DCHOL
    Fin PBDIR

       NIT= 1     c.conv=   5.66835     RMS(o-c)=       .01017369   ALFA= 1.000
    Iteration suppl.? ( 0 ou 1 ):
➔  0
    Fin MATRES
    Fin DCHOLI

       NIT= 1     c.conv=   5.66835     RMS(o-c)=       .01017369   ALFA= 1.000
```

```
DONNEES OBSERVEES ET CALCULEES, RESIDUS :
               DIST.obs. ANGL.obs. DIST.calc. ANGL.calc.      RESIDUS
                                                         Angul.   Metr.
 1 110 140      83.0320            83.0389                        -.0069 12
 2 110 140    -102.4270          -102.4345                         .0075 13
 3 110 140    -235.8930          -235.8924                        -.0006 14
[...]
RMS (tous types de donnees confondus) :   .0102
            RMS (m), RMSA (Gr), RMSA (m), RMST (m)
              .0102     .00000     .0000     .0102
- sigMp(m) =    .0102 -- sigAp(Gr) =    .00000000 (m)=    .0000

    NIT= 1     c.conv=   5.66835     RMS(o-c)=       .01017369   ALFA= 1.000
 SORTIE : 0 normale ecran
          1 fichier type STATION
➔ 0
COORDONNEES DEFINITIVES - Vecteurs d,placements :
         XX           YY          ZZ              DX       DY      DZ
100  122.69062830   -8.33031541  1335.426    .0001    .0001    .0001
[...]
 Sortie dans autres systemes :
                 -          - Non -> FIN  : 0
                 - U T M (wgs !)          : 2
➔ 2
Stop - Program terminated.
```

L'erreur moyenne quadratique sur les résidus *RMS(o-c)* doit être strictement inférieur à 0.02 m pour le réseau Merapi complet. Pour un ajustement au sommet uniquement, l'erreur moyenne doit être inférieure à 0.01 m. Si ce n'est pas le cas, repérer les lignes de base concernées par de forts résidus, et procéder à un nouveau traitement par *GPSWin* en commençant par vérifier les hauteurs d'antenne et les paramètres météo (il est parfois nécessaire de revenir aux fiches de terrain), puis la qualité des résidus en fonction du temps.

L'ensemble du processus du paragraphe B.1.8 doit étre fait autant de fois que nécessaire...!!

B.1.9. Fiche de terrain d une session GPS

Date:	
Day Number:	Session:

Session Time UTC (HH:MM)	
Begin:	End:

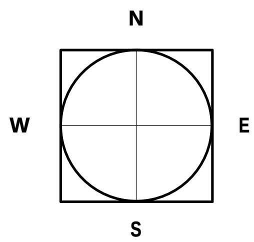
Site	
Code:	Lat.:
Name:	Lon.:
	Elev.:

Height of antenna		
Azimuth	Before	After

Operator(s)

Instruments	
N° Receiver:	N° Tribach:
N° Antenna:	N° Battery:
N° Thermohygro:	N° Altimeter:

Pendulum centering (real scale)



Please fill in all parameters of this table : ➔ each **15 mn** for short baseline ➔ each **30 mn** for long baseline

Time UTC (MOD 6)	Meteo	Position (MOD 2)	Status (MOD 4)	Satellites N° (MOD 4)				Observations
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					
	hPa (QFE)	Lat.	V (batt)					
	°C (Tdry)	Lon.	% (mem)					
	% (HR)	Elev.	mn (record)					

B.2. Exploitation des stations *μDAS*

Les stations instrumentales du Merapi utilisant le système d'acquisition *μDAS* ne sont pas radio-télétransmises à l'observatoire de Yogyakarta. Les deux sites actuellement équipés, *Babadan* (flanc ouest, station gravimétrique) et *Deles* (flanc sud-est, station clinométrique) depuis 1993 et 1995 respectivement, ont avant tout une finalité « recherche » qui nécessite des enregistrements continus et de grande précision. Ceci nous a incité, au moins pendant une certaine période de test, à ne pas alourdir les équipements par un système de télétransmission en temps-réel, source de maintenance plus intense. Les données sont donc stockées sur place dans un *data-logger* et il faut régulièrement les transférer au moyen d'un ordinateur portable (tous les mois environ). Les « portables » classiques ne sont pas adaptés aux conditions de terrain (transport, intempéries, autonomie d'énergie) et nous avons l'expérience de nombreux problèmes : pannes de disque dur, de lecteur de disquette, de port série, d'alimentation, de clavier...

L'apparition récente sur le marché de nouveaux ordinateurs dits « de poche » ou *palmtop*, compatibles PC et disposant de mémoire importante, nous a permis de palier à la majorité de ces inconvénients. Notre choix s'est porté sur le PC *Hewlett-Packard HP200LX* dont les avantages vis-à-vis de nos préoccupations sont les suivants :

- Format réduit : environ 16 × 8.5 × 2.5 cm, très faible poids
- Alimentation par piles standard AA 1.5 V ou 12 V externe, faible consommation
- Pas de disque dur, stockage des données en mémoire ou carte flash PCMCIA
- Parfaitement compatible MS-DOS (version 5, processeur INTEL 80186, écran LCD à niveaux de gris CGA 640 × 200 pixels), port série RS232 intégré.

Noter que c'est surtout l'absence de disque dur (et de toute autre système mécanique) ainsi que l'encombrement réduit de l'ordinateur qui en améliorent la résistance. Les chutes éventuelles sur le sol ne sont pas fatales comme avec un portable classique, et un simple sac plastique permet une protection efficace contre les poussières et la pluie.

B.2.1. Le PC « Palmtop » HP200LX

Le *HP200LX* est un compatible PC de poche muni d'un μprocesseur *INTEL* 80186, 1 Mo de RAM et du système d'exploitation MS-DOS version 5.0. L'écran permet un mode texte 80 × 25 caractères ou graphique CGA (640 × 200 pixels, 4 niveaux de gris). L'ordinateur possède un port série RS232 standard accessible par COM1 et un port PCMCIA type II. L'alimentation se fait par 2 piles AA de type LR6 1.5 V ou par alimentation externe 12 V continu (750 mA minimum). Une pile auxiliaire ronde au lithium CR2032 3 V permet de conserver les informations contenues dans la RAM en cas de coupure d'alimentation, mais ne permet pas d'utiliser le PC. Le clavier est de type AZERTY avec pavé numérique et touches de fonctions spéciales. La seule différence avec un clavier classique est l'utilisation des touches (***SHIFT***) et ***Fnt*** : celles-ci ne nécessitent pas d'être maintenues enfoncées pendant l'appui des autres touches.

En mode texte et quelque soit l'application en cours, les touches ***Fnt ZOOM*** permettent de passer successivement aux 3 modes d'affichages 80 × 25, 64 × 18 et 40 × 16 caractères.

Nous avons muni le PC d'une carte flash 12 Mo configuré en disque dur. Ce type de carte, contrairement aux cartes SRAM, ne nécessite pas de pile interne et conserve l'information indéfiniment sans alimentation. Les lecteurs DOS sont déclarés comme suit :

`A:` disquette flash 12 Mo (programmes et données)

`C:` disque dur virtuel RAM 290 Ko

D: ROM (système DOS et utilitaires, protégé en écriture)

Le *HP200LX* contient de nombreuses applications dans un environnement appelé « Gestionnaire Système » (dans le style *MS Windows 3.x* très simplifié) : agenda, répertoire téléphonique, mémo, calculateur, base de données, tableur 1-2-3, émulateur de terminal, commandes MS-DOS... Nous n'utiliserons ici que le système d'exploitation DOS.

Pour accéder à celui-ci, 2 méthodes possibles (voir aussi le manuel d'utilisation, p 25-1) :

– Appuyer sur ***CTRL*** + ¹²₃ (ou sur **&... *D***), pour ouvrir un session DOS sous forme de *shell*. Ceci permet de conserver les autres applications en mémoire, mais n'offre que 95 Ko de mémoire disponible pour les exécutables DOS. Pour revenir au gestionnaire système, taper **exit**.
– À partir de **&...**, lancer le gestionnaire système et taper ***MENU P T ENTREE*** pour terminer tout. Ceci libère la totalité de la mémoire pour les programmes exécutables DOS, càd plus de 600 Ko. Pour revenir au gestionnaire système, taper **200**.

Les fonctions DOS 5.0 et utilitaires sont intégrées dans les répertoires **D:\DOS** et **D:\BIN** définis dans le *path*, donc accessibles depuis n'importe quel disque ou répertoire. La liste des commandes est décrite aux pages 25-9 et 25-10 du manuel d'utilisation.

Tant que l'ordinateur n'a pas été réinitialisé (***CTRL*** + ***ALT*** + ***SUP*** ou coupure d'alimentation), il conserve sa configuration. Remplacer les piles dès que le message de faiblesse apparaît. N'utiliser que des piles alcalines neuves, qui offrent plusieurs jours d'autonomie.

Le transfert de fichiers entre le HP et un autre PC peut se faire de diverses manières (voir aussi le manuel du Kit de Connexion). Puisque le *HP200LX* sera essentiellement utilisé sous DOS, le plus simple est l'utilisation du programme résident *LapLink Remote Access* (*LLRA*) installé dans le répertoire **C:\CPACK200** (PC de bureau) qui définit de part et d'autre des liens entre les disques. La procédure à suivre est décrite au paragraphe 2.

Remarques importantes

1. Toujours quitter les programmes en cours et éteindre l'ordinateur (***Fnt ON***) avant d'installer ou de retirer la carte flash, sous risque de provoquer la perte des données.
2. Toujours quitter les programmes en cours et éteindre l'ordinateur avant d'installer de nouvelles piles.
3. En cas de blocage de l'ordinateur et si la réinitialisation à chaud (***CTRL*** + ***ALT*** + ***SUP***) n'est pas efficace, retirer les piles principales, puis la pile auxiliaire. Les fichiers éventuellement présents sur le disque virtuel **C:** sont perdus. Replacer **d abord** les piles principales AA dans le bon sens **puis** la pile auxiliaire (symbole + orienté vers le bas).

B.2.2. Procédure d exploitation des stations

Nomenclature

Les *μDAS* sont dénommés par trois caractères : *Volcan_Station_Numéro*. Actuellement, les 2 stations du Merapi ont les configurations suivantes (décembre 1997) :

Deles : 2 microdas MDA et MDB, 120 secondes, heure locale, 70 jours d'autonomie

Babadan : 2 microdas MBA et MBB, 60 secondes, heure GMT, 35 jours d'autonomie

Préparatifs

Matériel à emmener sur le terrain : le HP, son câble série et 2 piles LR6 alcalines neuves de rechange, le carnet de terrain, le multimètre (boîte à outil), et la clef de la station...

Sur le HP, vérifier la présence du programme **`mdas.exe`** sur le disque **`A:`**.

Récupération des données sur le terrain

1. Noter la date et l'heure d'arrivée à la station et une brève description de la météo (voir fiche jointe).
2. Régler l'horloge du PC à l'heure locale exacte (GMT+7) en tapant l'instruction DOS : **`time`**
3. Vérifier l'espace libre sur le disque A: en tapant : **`dir a:`** et effacer les fichiers de données oubliés si nécessaire.
4. Connecter le HP sur le µDAS M?A et taper la ligne DOS, suivant la station considérée :
   `mdas 1 3 mda* 2 4 0` (pour la station *Deles*)
   `mdas 1 3 mba* 2 4 -7` (pour la station *Babadan*)
   ce qui vide les données et réinitialise le temps d'acquisition à 2 secondes (resynchroniser l'horloge du µDAS en même temps). La première donnée reçue est signalée par un bip sonore qui marque également le début du transfert. Après la fin du transfert et le *reset*, un bip sonore retentit à chaque donnée. Quitter le programme avec ***F10*** et attendre 1 à 2 minutes. Profiter de ce temps pour compléter la fiche de terrain.
5. Taper ensuite :
   `mdas 1 3 mda* 120 4` (station *Deles*)
   `mdas 1 3 mba* 60 4` (station *Babadan*)
   pour vider le fichier de données 2 secondes et réinitialiser à la période d'acquisition d'origine. Après la fin du transfert, attendre la première donnée non nulle et noter la date de mémoire pleine.
6. Reproduire les procédures 4. et 5. en se connectant au *µDAS* suivant (M?B).
7. Visualiser les fichiers 2 secondes transférés (calibrés en volt) pour vérifier la plage de variation des instruments (butée d'un inclinomètre ?). Exemple sur un fichier MDA :
   `mdasgr mda96220.a4r /cv:mda.clb`
8. Noter l'heure de départ de la station.

Transfert des données au laboratoire

1. Connecter le *HP200LX* au PC de bureau par le câble série.
2. **Sur le HP :** passer en mode DOS (si nécessaire) et taper **`llra`**.
3. **Sur le PC :** passer en mode DOS (sous *Windows 95*, redémarrer sous DOS), taper **`llra`** et attendre les bips sonores. Les disques du HP **`A:`**, **`C:`** et **`D:`** sont alors définis respectivement en **`F:`**, **`H:`** et **`G:`**. Les copies s'effectuent normalement comme avec des disques locaux, sous *Norton Commander* par exemple, depuis le PC ou le HP, au choix.
4. Après vérification des transferts, effacer les fichiers de données sur le HP.
5. Avant de déconnecter le câble série, il faut impérativement décharger ces programmes en tapant sur le HP : **`llra /u`**. Ceci afin de libérer l'accès au port série. Les bips sonores confirment la fin de connexion.

Fiche de terrain des stations µDAS

Station name :
Operator(s) :
Date :
Arrival time (local) :
Meteo description :
Batteries voltage :
PC clock setup :

µDAS	Data filename	2-s Filename	Date of Memory Full	Remarks

Notes

Departure time (local) :

B.3. Station clinométrique de *Deles*

Configuration de la station définitive

La station finale comprend en tout 10 capteurs. 9 sont répartis sur 3 sites différents (dont 7 sont enregistrés) et le pluviomètre est installé près de la station (voir Figure B.4). À partir du 7 juillet 1996, les 2 µDAS ont été programmés à une acquisition 2 minutes de façon à mieux résoudre les signaux courte période; l'autonomie est alors réduite à 70 jours. Les connexions sont divisées en deux groupes indépendants :

- 3 inclinomètres et un thermomètre (site 1 et 2) sur le µDAS **MDA** (*Merapi Deles A*), alimenté par une batterie 70 Ah reliée à deux panneaux solaires de 64 W;
- 2 inclinomètres, le pont résistif et le pluviomètre (site 3) sur le µDAS **MDB** (*Merapi Deles B*), alimenté par une batterie 70 Ah reliée à un panneau solaire de 64 W.

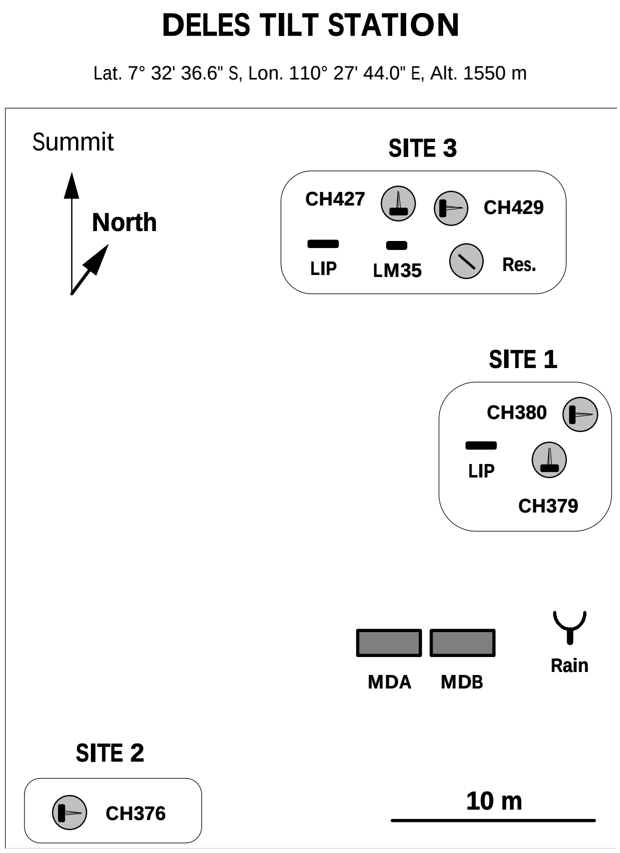


Figure B.4. Vue horizontale de la disposition des instruments à la station clinométrique de *Deles*. 5 inclinomètres sont répartis sur 3 sites (CH379 et CH427 en direction tangentielle et CH380, CH376 et CH429 en direction radiale au sommet). Un pont résistif (*Res.*), un capteur de température (*LIP*) et un pluviomètre (*Rain*) permettent de contrôler quelques paramètres externes. Au site 3, deux thermomètres (*LIP* et *LM35*) sont installés mais ne sont pas enregistrés.

Station MDA

La sonde de température LIP (thermorésistance) installée sur le site bétonné (site 1) est connectée par un câble à deux fils (bleu et blanc) à la carte de température; le VtoF MER-A est situé directement dans le boîtier IPGP. Pour les inclinomètres, deux câbles 8 fils relient la station aux sites (voir Tableau B.4). L'enregistrement des données se fait sur le µDAS **MDA**. Remarque importante : pour assurer la boucle de courant 20 mA, il faut connecter les LED **en série** et non en parallèle : le fil noir du CH379 et le jaune du CH380 sont donc reliés sur le site; de même, sur la station, le fil noir du CH380 est relié au fil jaune du CH376.

Tableau B.4. Convention des couleurs de câbles sur la station Deles A.

Câbles sur le boîtier IPGP		Câbles sur le site de l inclinomètre	
rouge	alimentation + 5 V	rouge	+ cellules CH379, CH380 et CH376
bleu	alimentation – 5 V	bleu	– cellules CH379 et CH380
jaune	boucle de courant + 20 mA	jaune	+ LED CH379
jaune/noir	connexion vers jaune + LED CH376	noir	– LED CH380
noir	boucle de courant – 20 mA	noir	– LED CH376
rose	alimentation + 12 V	fil nº 1	alimentation VtoF
bleu clair	masse	fil nº 3	masse des VtoF
gris	µDAS MDA canal 1	fil nº 2	signal modulé du VtoF MER-03
blanc	µDAS MDA canal 2	fil nº 2	signal modulé du VtoF MER-02
"	µDAS MDA canal 4	blanc	signal modulé du VtoF MER-08

Tableau B.5. Calibration des instruments connectés au µDAS station A. Les coefficients linéaires sont donnés pour convertir en Volt ou en unité physique (µrad ou ºC) à partir des fréquences en Hertz.

MDA	Instrument	Période	Sensibilité	VtoF	Calibrations linéaires par Hz
1	Tangentiel CH379	15.192 s	19.343 µrad/V	MER-03	$3.643\ 10^{-4}$ V/Hz – 12.168 V $7.047\ 10^{-3}$ µrad/Hz – 235.37 µrad
2	Radial CH380	14.55 s	24.348 µrad/V	MER-02	$2.099\ 10^{-4}$ V/Hz – 9.044 V $5.111\ 10^{-3}$ µrad/Hz – 220.21 µrad
3	Température roche LIP	—	10 ºC/V	MER-A	0.003 V/Hz 0.03 ºC/Hz
4	Radial CH376	12.83 s	30.995 µrad/V	MER-08	$2.007\ 10^{-4}$ V/Hz – 8.0719 V $6.222\ 10^{-3}$ µrad/Hz – 250.19 µrad

Station MDB

Le câblage de cette station au niveau du boîtier IPGP est très similaire à la station A. Cependant, pour les inclinomètres, les VtoF ont été conditionnés pour se brancher plus simplement : d'un coté ils sont équipés d'une prise 5 broches fixée sur l'inclinomètre, et de l'autre de 7 fils aboutissant dans de petits boîtiers de connexion. Deux câbles 8 fils et 10 fils relient la station au site (voir Tableau B.6). Comme pour la station A, l'alimentation des LED doit se faire en série (boucle de courant). L'enregistrement des données se fait sur le *µDAS* **MDB**.

Les 2 sondes de température (LIP2 et LM35) sont installées et câblées au site 3, mais ne sont pas connectées au µDAS. Le canal 4 enregistre la pluie depuis mai 1997.

Tableau B.6. Convention des couleurs de câbles 8 et 10 fils sur la station Deles B.

Câbles 8 et 10 fils sur le boîtier IPGP		**Câbles sur le site de l inclinomètre**	
rouge	alimentation + 5 V	rouge	+ cellule inclinomètre VtoF
bleu	alimentation – 5 V (sauf CH376 = masse)	bleu	– cellule inclinomètre VtoF
jaune	boucle de courant + 20 mA	jaune	+ LED inclinomètre VtoF
noir	boucle de courant – 20 mA	noir	– LED inclinomètre VtoF
rose	alimentation + 12 V	vert	alimentation VtoF
bleu clair	masse	gris	masse VtoF
gris (8)	µDAS MDB canal 2	blanc	signal modulé VtoF MER-05
gris (10)	entrée VtoF MER-01	blanc	sonde température LM35
blanc (8)	µDAS MDB canal 3	blanc	signal modulé VtoF MER-06
blanc (10)	entrée carte température LIP	noir	sonde température LIP
crème (10)	entrée carte température LIP	bleu	sonde température LIP
orange (10)	µDAS MDB canal 1	blanc	signal modulé VtoF MER-07

Tableau B.7. Calibration des instruments connectés au µDAS station B. La sonde de température LIP est installée sur le site mais n'est pas connectée au µDAS.

MDB	**Instrument**	**Période**	**Sensibilité**	**VtoF**	**Calibrations linéaires par Hz**
1	Pont de résistances	—		MER-05	– 4.1395 10^{-4} V/Hz + 9.0241 V
2	Tangentiel CH427	12.848 s	27.288 µrad/V	MER-06	– 4.3535 10^{-4} V/Hz + 9.0554 V – 1.188 10^{-3} µrad/Hz + 247.1 µrad
3	Radial CH429	8.12 s	72.222 µrad/V	MER-10	– 2.1330 10^{-4} V/Hz + 8.8759 V – 1.5405 10^{-2} µrad/Hz + 641.03 µrad
4	Pluviomètre ORB	—	2 coups / mm	—	0.5 mm / coup compteur
(4)	Température LM35	—	100 °C/V	MER-01	2.123 10^{-4} V/Hz – 8.96 V 0.2123 °C/Hz – 896 °C
(4)	Température LIP2	—	10 °C/V	(MER-01)	2.123 10^{-4} V/Hz – 8.96 V 2.123 10^{-3} °C/Hz – 89.6 °C

Calibration des convertisseurs tension-fréquence

MER-01 à MER-10 sont des VtoF EDAS (comprenant un ampli de précision) conditionnés pour accepter des tensions entre – 5V et + 5V; MER-A et MER-B sont des VtoF plus classiques construits autour d'un circuit AD654 et n'acceptent que des tensions positives.

Tableau B.8. Calibrations linéaires des VtoF utilisés à *Deles*.

VtoF	Régression linéaire $F_{out} = A.V_{in} + B$	Coefficient
MER-01	+4 690.08 Hz/V + 42 441 Hz	+0.999959
MER-02	+4 765.40 Hz/V + 43 094 Hz	+0.999918
MER-03	+2 744.95 Hz/V + 33 402 Hz	+0.999963
MER-04	–2 265.11 Hz/V + 20 664 Hz	–0.999271
MER-05	–2 296.98 Hz/V + 20 813 Hz	–0.999991
MER-06	–2455.56 Hz/V + 21 932 Hz	–0.999953
MER-07	–2 415.75 Hz/V + 21 818 Hz	–0.999995
MER-08	+4 981.24 Hz/V + 40 210 Hz	+0.999978
MER-09	+4 759.65 Hz/V + 41 915 Hz	+0.999923
MER-10	+4 687.81 Hz/V + 41 613 Hz	+0.999954
MER-A	+333.3 Hz/V	—
MER-B	+1000 Hz/V	—

Agenda des interventions principales

2 septembre 95	Repérage du site autour de la station sismique avec PURBO.
13 septembre 95	Construction d'un abri en ciment et installation du panneau solaire et de la batterie, avec BAKRUN et SRI SUBANDINI.
16 septembre 95	Installation et calibration des deux inclinomètres CH379 (tangentiel) et CH380 (radial), de deux sondes de température et du système d'acquisition µDAS, avec Michel DEJEAN et MISWANTO.
25 septembre 95	Dégagement d'un nouvel emplacement et mise en place d'une dalle de ciment, avec François CORNET.
12 octobre 95	Changement d'emplacement des deux inclinomètres et de la sonde de température, avec PURBO. Nouvelle calibration.
19 octobre 95	Installation et calibration de l'inclinomètre CH376 (radial), avec MADE.
1er juillet 95	Repérage et préparation du nouveau site avec Jocelyn GUILBERT : dégagement de la coulée de lave et fixation des plaques de réglage. Transfert des données de l'ancienne station.
5 juillet 95	Installation de la nouvelle station B avec Jocelyn GUILBERT et MADE : réglages et soudure de la silice des inclinomètres CH427 (tangentiel) et CH428 (radial). Connections au µDAS « MDB ». Problème de masse.
26 juillet 95	Recentrage des inclinomètres radiaux CH380 (site 1) et CH428 (site 3) avec Jocelyn GUILBERT.
4 novembre 96	Vérification et recentrage des inclinomètres CH379 et CH380 (site 1). Problème sur le signal du radial CH428 (site 3), avec Jocelyn GUILBERT, Claude COURTEILLE et Michel DEJEAN.
8 novembre 96	Remplacement du radial CH428 par CH429 sur le site soudé. Changement de l'électronique VtoF et recentrage du radial CH376 (site 2), avec Jocelyn GUILBERT, Claude COURTEILLE et Michel DEJEAN.
15 décembre 97	Vérification des capteurs du site 1. Remise en état des connexions des sites 1 et 3, avec T. SELIGMANN.

B.4. Station extenso-clinométrique de *Lilik*

La station est située sur *Lava 1956*, près de la fracture radiale au cratère. Elle composée de deux parties indépendantes : une station extensométrique MONOA et une station multi-paramètres LEAS (Figure B.5).

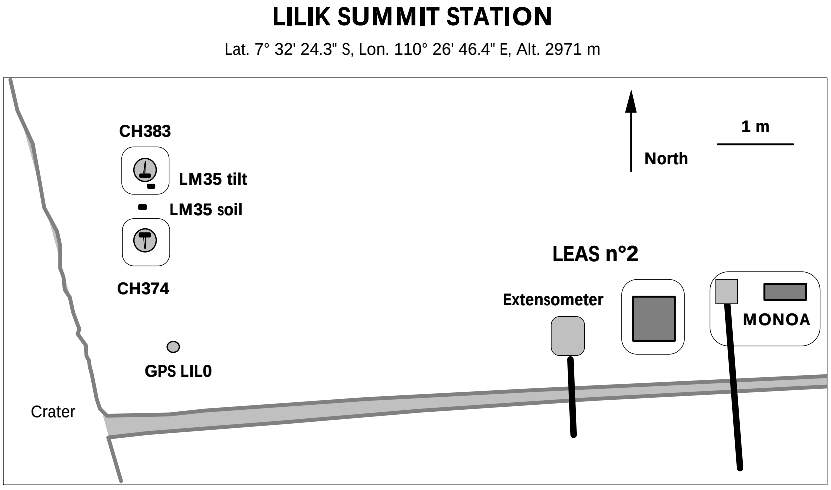


Figure B.5. Vue horizontale de la disposition des instruments à la station *Lilik* (sommet du Merapi, coulée de lave 1956). Deux inclinomètres sont en direction radiale au bord du cratère (en sens opposé) à proximité du point GPS LIL0 et deux extensomètres (LEAS et MONOA) mesurent l'extension de la fracture.

La station LEAS comprend 7 capteurs en tout et enregistre quelques jours de données seulement. Elle est alimentée par 2 petites batteries 10 Ah connectés à 2 panneaux solaires.

– 1 extensomètre (*LGIT*) : en position radiale à la fracture Lava 56; installé en 1994.
– 2 inclinomètres (type *Compact BLUM* avec trépied à vis, CH374 & CH383) : en direction radiale en bord du cratère près du repère GPS **LIL0**; l'inclinomètre CH374 a été placé en direction opposée à CH383; installés en 1995.
– 2 thermomètres (*LM35*) : l'un enterré sous les inclinomètres à environ 50 cm de profondeur et l'autre aux cotés de CH383 sous la glacière de protection; installés en 1995.
– 1 thermomètre interne : intégré à la station LEAS, il mesure donc la température de l'électronique protégée par le boîtier métallique LEAS et la glacière.
– 1 voltmètre : intégré également, il mesure la tension des batteries d'alimentation.

Caractéristiques et connexions

Les signaux sont enregistrés par une station LEAS (n°2) qui permet une alimentation 5 V des capteurs externes (6 canaux). Cette station peut être programmée et interrogée à distance par une station de contrôle installée initialement au MVO, puis au poste de *Babadan*.

Toutes les connexions entre la station LEAS et les inclinomètres sont rassemblées dans un boîtier unique « IPGP », protégé dans une glacière avec la LEAS et les batteries. Deux câbles de 15 partent vers le site des inclinomètres, enterré dans la cendre et protégés dans un tuyau de caoutchouc renforcé.

Tableau B.9. Sensibilité et facteurs de calibration des différents canaux pour la station LEAS ML2.

LEAS Channel	Instruments	Sensitivity	Calibration factor (per LEAS unit)
info	Temperature external	—	1 ºC/unit
info	Battery voltage	—	1.0 V/unit
1	Radial tilt CH374 (reversed)	– 2.730 mV/µrad (T = 5.255 s)	– 3.663 µrad/unit
2	Radial tilt CH383	5.081 mV/µrad (T = 7.020 s)	1.968 µrad/unit
3	Extensometer	45.5 mV/mm	0.22 mm/unit
4	unconnected	—	—
5	Temperature soil (LM35)	10 mV/ºC	1 ºC/unit
6	Temperature tilt (LM35)	100 mV/ºC	0.1 ºC/unit

Tableau B.10. Connexions des 2 câbles entre la station LEAS n°2 et le site clinométrique de *Lilik*.

6 wires cable			4 wires cable		
colour	**on LEAS**	**on site**	**colour**	**on LEAS**	**on site**
red	+ 5 V LEAS	+ tilt cell supply	blue	+ 12 V IPGP	+ LM35 supply
blue	ground LEAS	– tilt cell supply	black	ground IPGP	ground LM35
yellow	+ 4 V	+ LED (through resistor)	white	channel 5	signal LM35 soil
black	ground IPGP	– LED	red	channel 6	signal LM35 tilt
white	channel 1	signal tilt CH374		(through OP177)	
grey	channel 2	signal tilt CH383			

Les cellules des inclinomètres sont connectés à la source d'alimentation 0 - 5 V de la station LEAS; les LEDs sont alimentées par le 4 V de la carte électronique « Alimentation Trisource IPGP », à travers une résistance de 100 Ω (pour 20 mA, VLED = 1.86 V).

Les capteurs de température LM35 sont alimentés directement sur la batterie 12 V; pour la température du sol, le signal est connecté au canal n°5 de la LEAS; pour la température de l'inclinomètre, le signal est amplifié par un ampli opérationnel OP177 avec un gain 10, puis connecté au canal n°6 LEAS.

Procédure d exploitation LEAS à *Babadan*

L'antenne de transmission et le PC de réception des données ont été déplacés à l'observatoire de *Babadan* en octobre 1997, en raison des problèmes de transmission entre le sommet du Merapi et Yogyakarta (cf. rapports d'activité du CSN).

La procédure générale d'exploitation de la station se fait au moyen du programme de communication fourni avec les stations LEAS. Afin de pouvoir visualiser facilement les données en temps-réel (après chaque transfert), le format des noms de fichier a été par :

`sYYMMDDn.*`

où *s* est le numéro de la station (seule la n° **`2`** est utilisée actuellement), *YY* l'année, *MM* le mois, *DD* le jour, *n* le numéro d'appel dans la journée (à partir de **`A`**) et **`.*`** l'extension du fichier (**`.dat`** pour les fichiers bruts, et **`.tab`** pour les fichiers décimaux). Ce format permet d'obtenir un ordre chronologique des données par un simple classement alphabétique des fichiers.

Les derniers jours de données de la station MP2 (*Merapi Puncak 2*) sont affichés sous forme graphique au moyen de la ligne DOS :

```
mdasgr 2*.tab /a /i:xdmhn /xt /yn:xyy /c:ml2.clb
```

Le fichier « **`ml2.clb`** » contient la calibration des capteurs de la station (conversion en unités physiques et noms des instruments). Cette ligne DOS a été mémorisée dans un menu *Norton Commander* qui apparaît automatiquement à l'allumage du PC. Une seule touche ou la manipulation de la souris permet de l'exécuter. Le technicien en poste Mas YULIANTO peut ainsi contacter le MVO par radio et l'informer d'un problème sur un capteur ou d'un signal remarquable. Les disquettes de données sont envoyées régulièrement à Yogyakarta.

Agenda des interventions principales

déc. 92 à mars 93	Installation et tests d'un extensomètre TAD Monoa sur la fracture Lava 56, avec SUBANDRIYO Jacques TONDEUR.
10 septembre 95	Choix d'un site sur la lave 1956 et mise en place de dalles de ciments pour la pose des inclinomètres, avec Michel DEJEAN.
19 septembre 95	Installation et calibration de deux inclinomètres CH374 (tangentiel) et CH384 (radial), avec Michel DEJEAN et MADE. Connexion au boîtier LEAS.
10 octobre 95	Modifications des connections sur la station clinométrique et réparation de la station LEAS, avec Michel DEJEAN.
17 octobre 95	Remplacement de l'inclinomètre CH384 (tangentiel) par le CH383 (radial), et réparations diverses dans la station LEAS.
2 et 3 juillet 96	Point sur la station LEAS *Lilik* (inclinomètres et extensomètre) et sur l'extensomètre MONOA. Installation du nouvel extensomètre LEAS dans le cratère *Woro*, avec Jocelyn GUILBERT.
10 et 11 juillet 96	Changement des batteries de la station LEAS *Lilik*, réparation du câble de l'extensomètre MONOA et calibration avec Jocelyn GUILBERT.
17 mars 97	Réparation des capteurs de température et modification des câblages.

B.5. Réseau complet de mesure des déformations au Merapi

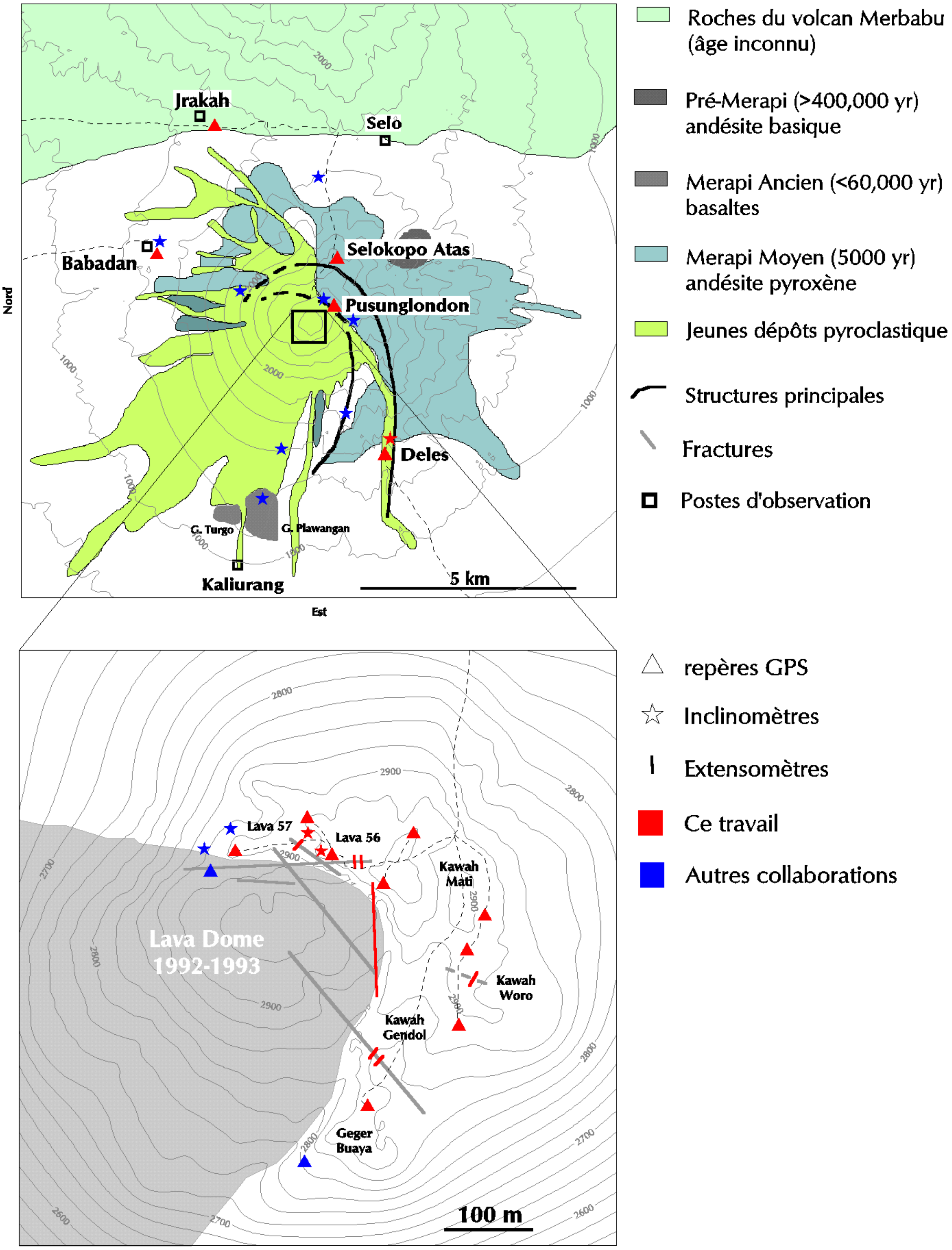


Figure B.6. Réseau de mesure des déformations au Merapi. En rouge, les repères et stations utilisés dans cette thèse, en bleu les études menées par diverses collaborations avec le VSI (USA, Japon, Allemagne).

C. Missions de terrain

Cette annexe résume les objectifs en rapport avec cette thèse des diverses missions de terrain effectuées en Indonésie. Au total, 35 ascensions au sommet du Merapi (dont 24 nuits) et 22 à la station de *Deles*.

Poste de CSN : décembre 1992 à mai 1994

- Installation et maintenance d un extensomètre TAD à transmission satellite Argos sur la fracture sommitale *Lava 56*, sous la direction de Georges POUPINET (LGIT).
- Installation et test d un inclinomètre bi-composante TAD à transmission satellite Argos sur le bord du cratère *Lava 57*, sous la direction de Georges POUPINET.
- Essai d installation d un extensomètre Kevlar longue base en travers du cratère, sous la direction de Georges POUPINET.
- Mise en place et première campagne de mesure d un réseau GPS, sous la direction de Michel KASSER (CNAM) et Thierry DUQUESNOY (IGN), avec l aide de SURONO (VSI) et de deux techniciens du GRDC. Les mesures ont été effectuées en parallèle avec les mesures EDM (VSI / USGS) et gravimétriques (IPGP).

Mission : 2 29 septembre 1994

- Participation à la campagne de mesure GPS sur la grande faille de Sumatra.
- Première réitération du réseau GPS du Merapi, sous la direction de Thierry DUQUESNOY, avec l aide de Frédéric EGO (CNRS), Michel DEJEAN (CSN), Sjafra DWIPA (VSI) et deux nouveaux techniciens du GRDC.

Mission : 28 août 4 novembre 1995

- Réitération du réseau GPS avec l aide de Michel DEJEAN (CSN) et deux techniciens du GRDC, en parallèle avec les mesures de gravimétrie IPGP.
- Installation de deux nouvelles stations clinométriques munies d inclinomètres de type *Compact BLUM* en enregistrement continu : l une au sommet (*Lilik*) et l autre lointaine sur le flanc du volcan (*Deles*).

- Installation de la nouvelle version du logiciel de traitement des données Argos « PAD » au VSI.
- Participation au séminaire sur la coopération franco-indonésienne et au colloque *Merapi* Volcano *Decade International Workshop* (présentation d un poster);
- Participation aux dernières réparations des stations extensométriques sommitales et mise en place avec les équipes indonésiennes une routine de traitement des données au MVO, avant le départ du CSN en poste.

Mission : 25 juin 30 juillet 1996

- Installation de 2 pendules de Blum supplémentaires à la station *Deles*, soudés directement sur la roche, afin de valider complètement les données de cette station.
- Maintenance des stations sommitales (inclinométrie et extensométrie).
- Installation d un nouvel extensomètre au sommet (station *Woro*).
- Remise en route de la station gravimétrique de *Babadan*.
- Présentation des précédents résultats aux équipes indonésiennes.

Mission : 18 octobre 12 novembre 1996

- Mesure et extension de 2 points supplémentaires du réseau GPS.
- Formation d une équipe du VSI à l organisation d une campagne GPS et au traitement des données.
- Maintenance de la station clinométrique de *Deles*.

Mission : 10 mars 1er avril 1997

- Mesure du réseau GPS immédiatement après l éruption du 17 janvier 1997.
- Maintenance des stations du sommet.

Mission : 2 26 décembre 1997

- Participation au colloque *Merapi Decade International Workshop II* (présentation orale).
- Revue des stations de mesure de déformation installées sur le Merapi avec Michel DIAMENT, nouveau coordinateur scientifique de la coopération, et le nouveau CSN.
- Mise au point d un nouveau système d exploitation des stations *μDAS* (*Deles* et *Babadan*) utilisant le PC de poche *HP200LX*.
- Maintenance des stations de *Deles* et de réception LEAS au poste *Babadan*.



Photo C.1. Arrivée au sommet du Merapi (2964 m) de la mission GPS IPGP/MVO 1996 : séjour pour 6 personnes de 5 nuitées, air conditionné naturel, sans eau ni electricité, mais gaz chaud à volonté (SO_2).



Photo C.2. Route menant à la station *Deles*.

Références

Références

Cartographie et M.N.T.

CINCUSAPARAC, Java 1:50,000 Muntilan, *U.S. Army Map Service, Far East*, **5020 II**, 1964.

GTOPO30, Global Topographic Data, *Eros Data Center - U.S. Geological Survey*, 1997.

ISTAR, Digital Elevation Model from SPOT Images June & July 1987, 1993.

Sadjiman, Peta Morfologi Puncak G. Merapi dan Sekitarnya, *MVO - VSI*, 1986 1995.

Sadjiman, Pola Perkembangan Rekahan di Puncak G. Merapi 1992, Perubahan Morfologi Kubah Lava dan Lokasi Reflektor, 1997.

Logiciels et utilitaires

µDAS GRAPHER v1.6c : ASCII Data Treatment and Visualisation Software, *F. Beauducel, IPGP-ORB*, 1995 1997.

AG3D : Programme d Ajustement Géodésique 3D, *J.C. Ruegg & C. Bougault, IPGP*, 1992.

BERNESE GPS SOFTWARE v3.4, *M. Rothacher, G. Gerhard, W. Gurtner, E. Brockmann, & L. Mervart, Universität Bern Astronomisches Institut*, 1993.

MCOMPUTE3D : 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation field analysis, *V. Cayol, S. Shah, H. Curran & B.T. Corkum, IPGP - REG*, 1992 1997.

MT80 : Theoretical Tides Computation, *ORB*, 1985.

EXAMINE3D v2.23 : Computer-aided engineering analysis package for underground structures, *J.H. Curran & B.T. Corkum, Rock Engineering Group*, *Univ. Totonto*, 1992 1994.

GPSWIN v2.0 package, *D.A. Charrier, Sercel*, 1992.

MANAGRID : Grid Manager, *P. Jousset, IPGP*, 1995.

MATLAB v5.0 : High-Performance Numeric Computation and Visualisation Software, *The Math Works Inc.*, 1984 1997.

MNT EX v3.3 : DEM - Boundary Element graded mesh converter, *V. Cayol, IPGP*, 1996.

MT80 : Calcul de marée théorique par développement du potentiel suivant Cartwright, *ORB*, 1993.

MTO : Programme de réduction de mesures météo au niveau de la mer pour GPPS (Ashtech), *P. Briole, C. Boucher & J.C. Ruegg, IPGP*, 1991.

SURFER v6.01, *Golden Software,* 1993 1995.

TURBO C++ v3.0, *Borland International Inc.*, 1990 1992.

WORD v6.0a & 7, *Microsoft Corporation*, 1983 1995.

Bibliographie

Alber, C., R. Ware, C. Rocken and F. Solheim, GPS surveying with 1 mm precision unsing corrections for atmospheric slant path delay, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1859 1862, 1997.

Allard, P., Proportion des isotopes ^{13}C et ^{12}C du carbone émis à haute température par un dôme andésitique en cours de croissance, le Merapi (Indonésie), *C. R. Acad. Sci.*, **291**, 613 616, 1980.

Allard, P., D. Carbonnelle, D. Dajlevic, N. Metrich and J.C. Sabroux, The volatile source and magma degassing budget of Merapi volcano : evidence from high-temperature gas emissions and crystal melt inclusions, *Merapi Volcano Decade International Workshop, Yogyakarta, Oct. 1995*, 1995.

Anderson, E.M., Dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dikes, and cauldron-subsidences, *Proc. R. Soc. Edinburgh*, **56**, 128 157, 1936.

Arsadi, E., S. Suparta and S. Nishimura, Subsurface structure of Merapi inferred from magnetotelluric, gravimetric and geomagnetic surveys, *Merapi Volcano Decade International Workshop, Yogyakarta, Oct. 1995*, 1995.

Aubert, M. and I.N. Dana, Interprétation des profils radiaux de polarisation spontanée (PS) en volcanologie. Possibilités d application de la méthode PS à la surveillance des volcans actifs, *Bull. Soc. Géol. France*, **165**, 113 122, 1994.

Baby, H.B., P. Golé and J. Lavergnat, A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements, *Radio Sci.*, **23**, 1023 1038, 1988.

Bahar, I., Contribution à la connaissance du volcanisme indonésien: le Merapi (Centre-Java), cadre structural, pétrologie-géochimie et implications volcanologiques, *Thèse Univ. Sci. et Tech. Languedoc, Montpellier*, 215 pp, 1984.

Bardintzeff, J.M., Merapi Volcano (Java, Indonesia) and Merapi-type nuée ardente, *Bull. Volcanol.*, **47**, 433 446, 1984.

Bardintzeff, J.M., « Volcanologie », *Coll. Enseignement des Sciences de la Terre, Masson*, 235 p, 1991.

Beauducel, F., Chaîne de contrôle et d acquisition pour instruments géodynamiques, *Mémoire de Travail de Fin d Études, ORB-ECAM*, 75 p, 1991.

, Modélisation d une crise intrusive au Piton de la Fournaise. Atténutation des perturbations thermomécaniques sur les mesures de déformations, *Rapports de stages DEA, IPGP*, **1**, 47 81, 1992.

, *Rapports d activité CSN au Volcanological Survey of Indonesia - Bandung, DRM-VSI*, 1992 1994.

, Études de déformation au Merapi: GPS, inclinométrie et extensométrie, *5 rapports de mission, DRM-IPGP-VSI*, 1994 1997.

Berest, P. et P. Weber, La thermomécanique des roches, *Coll. Manuels et Méthodes BRGM*, **16**, 1988.

Berger, J., A note on thermoelastic strains and tilts, *J. Geophys. Res.*, **80**, 274 277, 1975.

Berthommier, P.C., Étude volcanologique du Merapi (Centre Java): téphrostratigraphie et chronologie - produits éruptifs, *Thèse de Doctorat Univ. B. Pascal Clermont-Ferrand II*, 223 p, 1990.

Berthommier, P.C., G. Camus, M. Condomines, and P. Vincent, Le Merapi (Centre-Java): Élements de chronologie d'un strato-volcan andésitique, *C. R. Acad. Sci.*, **311**, 213 218, 1990.

Berthommier, P.C., I. Bahar, G. Boudon, G. Camus, A. Gourgaud, J. Lajoie and P.M. Vincent, Le Merapi et ses éruptions: importance des mécanismes phréatomagmatiques, *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 635 644, 1992.

Blake, S., Volcanism and the dynamics of open magma chambers, *Nature*, **289**, 783 785, 1981.

, Volatile oversaturation during the evolution of silicic magma chambers as an eruption trigger, *J. Geophys. Res.*, **89**, 8237 8244, 1984.

Blum, P.A. et R. Gaulon, Détection et traitement des ondes sismiques de très basses fréquences, *Ann. Géophys.*, **27**, 123 140, 1971.

Blum, P.A., Contribution à l étude des variations de la verticale en un lieu, *Ann. Géophys.*, **19**, 215 243, 1963.

Bonaccorso, A., Dynamic inversion of ground deformation data for modelling volcanic source, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 451 454, 1996.

Bonafede, M., Axi-symmetric deformation of a thermo-poro-elastic half-space: inflation of a magma chamber, *Geophys. J. Int.*, **103**, 289 299, 1990.

, Hot fluid migration: an efficient source of ground deformation: application to the 1992 1985 crisis at Campi Flegrei Italy, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **48**, 187 198, 1991.

Bonafede, M. and M. Mazzanti, Hot fluid migration in compressible saturated porous media, *Geophys. J. Int.*, **128**, 383 398, 1997.

Bonafede, M. and M. Olivieri, Displacement and gravity anomaly produced by a shallow vertical dyke in a cohesionless medium, *Geophys. J. Int.*, **123**, 639 652, 1995.

Botton, S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Even et P. Willis, « GPS localisation et navigation », *Éd. Paris Hermès*, 1997.

Boudon, G. et B. Villemant, La Montagne Pelée: un nouveau scénario catastrophe, *La Recherche*, **302**, 48 53, 1997.

Bourdier, J.L., P. Boivin, A. Gourgaud, G. Camus, P.M. Vincent, J.F. Lénat et al., « Le volcanisme », *Coll. Manuels & Méthodes BRGM*, **25**, 420 p, 1994.

Bower, S.M. and Woods A.W., Control of magma volatile content and chamber depth on the mass erupted during explosive volcanic eruptions, *J. Geophys. Res.*, **102**, 10273 10290, 1997.

Brandeis, G. and C. Jaupart, Crystal sizes in intrusions of different dimensions: constraints on the cooling regime and the crystallisation kynetics, *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, **1**, 307 318, 1987.

Briole, P., D. Massonnet and C. Delacourt, Post-eruptive deformation associated with the 1986 1987 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 37 40, 1997.

Carey, S.N. and H. Sigurdsson, The intensity of Plinian eruptions, *Bull. Volcanol.*, **51**, 28 40, 1989.

Cayol, V., Analyse élastostatique tridimentionnelle du champ de déformations des édifices volcaniques par éléments frontières mixtes, *Thèse de Doctorat Univ. D. Diderot Paris VII*, 180 pp, 1996.

Cayol, V. and F.H. Cornet, 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation field analysis, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **34**, 275 287, 1997.

, 3D modeling of the 1983 1984 dike intrusion at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, 1998 (in press).

, Topography and the interpretation of the deformation field of volcanoes, *Geophys. Res. Lett.*, 1998 (in press).

Chadwick, W.W., R.J. Archuleta and D.A. Swanson, The mechanics of ground deformation precursory to dome-building extrusions at Mount St. Helens 1981 1982, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4351 4366, 1988.

Chotin P., A. Giret, J.P. Rampnoux, Sumarso, et Suminta, l île de Java, un enregistreur des mouvements tectoniques à l aplomb d une zone de subduction, *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, **5**, 175 177, 1980.

Cornelius, R.R. and B. Voight, Graphical and PC-software analysis of volcano eruption precursors according to the Material Failure Forecast Method (FFM), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **64**, 295 320, 1995.

Cornet, F.H., Discussion de la tectonique de rift observée dans la région de l Afar, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 965 973, 1980.

Crouch, S.L., Solution of plane elasticity problems by the displacement discontinuity method, *Int. J. Num. Meth. Engng.*, **10**, 301 343, 1976.

Cubellis, E., M. Ferri and G. Luongo, Internal structures of the Campi Flegrei caldera by gravimetric data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **65**, 147 156, 1995.

David, J.G., Synthèse des mesures de déformations sur la Soufrière de Guadeloupe 1976-1996 : contribution à l étude du fonctionnement du volcan, *Thèse de Doctorat IPGP*, 400 pp, 1998.

Davis, P.M., Surface deformation associated with a dipping hydrofracture, *J. Geophys. Res.*, **88**, 5826 5834, 1983.

, Surface deformation due to inflation of an arbitrarly oriented triaxial ellipsoidal cavity in an ellastic half-space, with reference to Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, **91**, 7429 7438, 1986.

De Mets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus and Stein, Current plate motion, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425 478, 1990.

De Natale, G. and F. Pingue, Seismological and geological data at Campi Flegrei (Southern Italy): contraints on volcanological models, in « Volcanic Seismology », P. Gasparini, R. Scarpa & K. Aki (Eds.), *IAVCEI Proceedings in Volcanology*, 3, 484 502, 1991.

, Ground deformations in collapsed caldera structures, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **57**, 19 38,1993.

Dejean, M., Rapports d activité CSN au Merapi Volcano Observatory - Yogyakarta, *DRM-VSI*, 1994 1995.

Delacourt, C., Détection et analyse de mouvements de surface par interférométrie différentielle, *Thèse de Doctorat de l Institut de Physique du Globe de Paris*, 1997.

Delacourt, C., P. Briole and J. Achache, Troposphéric corrections of SAR interferograms with strong topography. Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, in press, 1998.

Delorme H., P. Bachèlery, P.A. Blum, J.L. Cheminée, J.F. Delarue, J.C. Delmond, A. Hirn, J.C. Lépine, P.M. Vincent & J. Zlotnicki, March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **36**, 1 3, 1989.

Delorme, H., Apport de l'étude des déformations sur la compréhension des mécanismes éruptifs : Piton de la Fournaise 1985 1992, *Thèse de Doctorat d'État, IPGP*, 1994.

Desroches, J., L inclinométrie : une méthode de suivi des opérations hydrauliques dans un milieu naturellement fracturé ?, *Thèse de Doctorat Univ. D. Diderot Paris VII*, 250 p, 1990.

Dieterich, J.H. and R.W. Decker, Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism, *J. Geophys. Res.*, **80**, 4094 4102, 1975.

Dixon, T.H., An introduction to the Global Positionning System and some geological applications, *Rev. Geophys.*, **29**, 249 276, 1991.

Dowden, J., J. Murray and P. Kapadia, Mathematical modelling of the stress regime in Mount Etna using ground deformation measurements 1987 1992, *Tectonophys.*, **249**, 141 154, 1995.

Dvorak, J.J. and D. Dzurisin, Volcano geodesy : the search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents, *Rev. of Geophys.*, **35**, 343 384, 1997.

Dzurisin, D., Electronic tiltmeters for volcano monitoring: lessons from Mount St. Helens, in : « Monitoring volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory, 1980 90 », *U.S. Geol. Survey Bull.*, **1966**, 69 83, 1992.

Dzurisin, D., R.Y. Koyanagi and T.T. English, Magma supply and storage at Kilauea volcano, Hawan, 1956 1983, *J. Volcnol. Geotherm. Res.*, **21**, 177 206, 1984.

Dzurisin., D., L.A. Anderson., G. Eaton, R.Y. Konyanagi, P.W. Lipman, J.P. Lockwood, R.T. Okamura, G.S. Puniwai, M.K. Sako and K.M. Yamashita, Geophysical observations of Kilauea volcano, Hawaii, 2. Constraints on the magma supply during Nov. 1975 Sept. 1977, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **7**, 241 269, 1980.

Edge, R.J., T.F. Baker and G. Jeffries, Borehole tilt measurements: aperiodic crustal tilt in an aseismic area, *Tectonophysics*, **71**, 97 109, 1981.

Escher, B.G., On a classification of central eruptions according to gas pressure of the magma and viscosity of the lava - on the character of the Merapi eruption in Central Java, *Overdruk uit Leidsche Geologische Mededeelingen*, **VI-1**, 45 48, 1933.

Elsworth, D. and B. Voight, Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks, *J. Geophys. Res.*, **100**, 6005 6024, 1995.

Eto, T., Volcanic crustal deformation (I): Relation between the recent vertical deformations and volcanic activity at volcano Sakurajima, *Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* (en Japonais), **8**, 71 81, 1965.

, Volcanic crustal deformation (II): On the anomalous tilting movements accompanied with the explosions of volcano Sakurajima, *Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* (en Japonais), **9**, 83 97, 1966.

Evans, K. and F. Wyatt, Water table effects on the measurements of Earth strain, *Tectonophysics*, **108**, 323 337, 1984.

Fisk, R.S. and J.B. Shepherd, Twelve years of ground-tilt measurements on the Soufrière of St. Vincent, 1977 1989, *Bull. Volcanol.*, **52**, 227 241, 1990.

Fontaine, L., Cinétique des déformations en temps réel lors d une éruption volcanique, *mémoire d ingénieur ENSAIS*, 1990.

Fikao, Y., E. Fujita, S. Hori and K. Kanjo, Response of a volcanic conduit to step-like change in magma pressure, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 105 108, 1998.

Goad, C.C. and A. Mueller, An automated procedure for generating an optimum set of independent double difference observables using Global Positioning System carrier phase measurements, *Man. Geod.*, **13**, 365 369, 1988.

Goulty, N.R., P.M. Davis, R. Gilman and N. Motta, Meteorological noise in wire strainmeter data from Parkfield, California, *Bul. of Seism. Soc. of Am.*, **69**, 1983 1988, 1979.

Guilbert, J., Rapports d activité CSN, *DRM-VSI*, 1996 1997.

Gurtner, W., G. Beutler, S. Botton, M. Rothacher, A. Geiger, H.G. Kahle and D. Schneider, The use of the Global Positionning System in mountaineous areas, *Manuscripta Geodaetica*, **14**, 53 60, 1989.

Hagiwara, T., T. Rikitake, K. Kasahara and J. Yamada, Observations of the deformation of the Earth s surface at Aburatsubo, Miura Peninsula, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **27**, 35 43, 1949.

Hagiwara, Y., Gravity changes associated with seismic activity, in: C. Kisslinger and Z. Suzuki (Editors), « Earthquake Precursor ». AEPS, **2**, 137 146, 1977.

, Y., The Mogi model as a possible cause of the crustal uplift in the eastern part of Uzu Peninsula and the related gravity change, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **52**, 301 309, 1977.

Hammer, J. and K.V. Cashman, A textural analysis of 1986 1994 Merapi dome lavas and pyroclasts from the 1994 eruption, *Merapi Decade Volcano International Workshop, Yogyakarta, Oct. 1995*, 1995.

Harrison, J.C. and K. Herbst, Thermoelastic strains and tilts revisited, *Geophys. Res. Let.*, **4**, 535 537, 1977.

Hopfield, M.S., Tropospheric effect on electromagnetically measured range: prediction from surface weather data, *Radio Sci.*, **6**, 1971.

Hosanski, J.M., Utilisation de la méthode inclinométrique pour la cartographie de l échangeur souterrain, *Note de calcul ENERGEROC*, 44 83, 1983.

Hutchison, C.S., Indonesian active volcanic arc: K, Sr, and Rb variation with depth to the Benioff zone, *Geology*, **4**, 407 408, 1976.

Ishihara, K. and T. Eto, Surface deformation associated with the eruptive activity at the summit crater of Sakurajima volcano, *Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* (en Japonais), **21B-1**, 153 161, 1978.

Ishihara, K., Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano : Sakurajima, Japan, in « Magma transport and storage », *M.P. Ryan (Ed.)*, 335 356, 1990.

Jaupart, C. and S. Tait, Dynamics of differentiation in magma reservoirs, *J. Geophys. Res.*, **100**, 17615 17636, 1995.

Jaupart, C., The eruption and spreading of lava, in: « Chaotic Processes in the Earth Sciences », *IMA Math. Appl.*, **41**, 175 203, 1992.

, Les risques naturels majeurs: l alea volcanique, dans « 30 ans de recherches en Sciences de l Univers: 1967 - 1997 », *CNRS-INSU*, 31 36, 1997.

Jobert, G., Théorie du pendule de Zöllner et du pendule de Lettau, *Geofis. Pura e Appl.*, **44**, 25 73, 1959.

Jousset, P., Gravimétrie et microgravimétrie en volcanologie: méthodologie et application au volcan Merapi, *Thèse de Doctorat Univ. D. Diderot Paris VII*, 225 p, 1996.

Jousset, P., M. Diament, C. Deplus, S. Dwipa and F. Beauducel, Microgravity studies on Merapi volcano, *EGS XIX, Grenoble, April 25 26*, 1993.

Jousset, P., S. Dwipa, F. Beauducel, T. Duquesnoy and M. Diament, Temporal gravity at Merapi during the 1993 1995 crisis: an insight into the dynamical behavior of volcanoes, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, in press, 1998.

Julien, P. et J.R. Bonneton, Étude structurale et mesures de déformations à la Soufrière de Guadeloupe, *Bull. PIRPSEV*, **91**, 1984.

Kamo, K. and K. Ishihara, A Preliminary experiment on automated judgement of the stages of eruptive activity using tiltmeter records at Sakurajima, Japan, *IAVCEI Proceedings in Volcanology*, **1**, 585 598, 1989.

Kasser, M., Propagation des rayonnements électromagnétiques dans l atmosphère, *Notes de cours tronc commun ES 1, ESGT / CNAM*, 1994.

Katili, J.A., Volcanism and plate tectonics in the Indonesian Islands arc., *Tectonophysics*, **26**, 165 188, 1975.

Kavalieri, I., High Au, Ag, Mo, Pb, V and W content of fumarolic deposits at Merapi volcano, Central Java, Indonesia, *J. Geochem. Explor.*, **50**, 479 491, 1994.

Klein G. and G. Boedecker, GPS-observations in a local network covering big height differences, in « Global Positionning System: an Overview », *Proceedings Symp. IUGG IAG, Edinburgh*, **102**, 90 94, August 1989.

Kobayashi, T., K. Ishihara and J.I. Hirabayashi, A guide book for Sakurajima volcano, *International Conference on volcanoes, Kagoshima, July 19 23*, 1988.

Kofman, W., A. Silvent et J. Liénard, Étude théorique et expérimentale du corrélofiltre, *Ann. des Télécomm.*, **37**, 115 122, 1982.

Lacroix, A., Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu ils constituent, *Livre Jubilaire Centenaire Soc. Geol. Fr.*, **2**, 431 472, 1930.

Laesanpura, A., Étude gravimétrique du volcan Merapi, Java, Indonésie, *Rapport de stage DEA, IPGP*, 23 pp, 1994.

Laffourcade, R., Distancemétrie micro-ondes pour applications géophysiques, *Thèse en cours à Toulouse*, 1998.

Le Guern, F. and A. Bernard, A new method for sampling and analysing volcanic sublimates - Application to Merapi Volcano, Java, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **12**, 133 146, 1982.

Lee, T.Y. and L.A. Lawver, Cenozoic plate reconstruction of southeast Asia, *Tectonophys.*, **251**, 85 138, 1995.

Lesage, P., Développement de méthodes en vue de l étude des déformations sismotectoniques du sous-sol, *Thèse de Doctorat Univ. P. et M. Curie Paris VI*, 157 p, 1981.

Li, L., Étude expérimentale du comportement hydromécanique d une fracture, *Thèse de Doctorat Univ. D. Diderot Paris VII*, 150 p, 1997.

Lliboutry, L., Modèles et révolution en sciences de la Terre, *La Recherche*, **163**, 272 278, 1985.

Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Rabaute, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, **364**, 138 142, 1993.

Massonnet, D. , K. Feigl, M. Rossi and F. Adragna, Radar interferometry mapping of deformation in the year after the Landers earthquake, *Nature*, 369, 227 230, 1994.

Massonnet, D., P. Briole and A. Arnaud, Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*, **375**, 567 570, 1995.

Max, J. et J.L. Lacoume, « Méthodes et techniques du traitement du signal et applications aux mesures physiques - Vol. 1. », *Masson 5ème éd.*, 1996.

McDonald, G.A., « Volcanoes », *Prentice-hall Inc. New Jersey*, 1972.

McTigue, D.F. and P. Segall, Displacements and tilts from faults and magma chambers beneath irregular surface topography, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 601 604, 1988.

McTigue, D.F. and R.S. Stein, Topographic amplification of tectonic displacement: implications for geodetic measurement of strain changes, *J. Geophys. Res.*, **89**, 1123 1131, 1984.

McTigue, D.F., Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body : resolution of the point source paradox, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12 931 12 940, 1987.

Minakami T., T. Miyazaki and I. Surjo, Topographical change in the area near the summit crater of Mt. Merapi and its geothermal survey, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 951 967, 1969.

Mindlin, R.D. and D.H. Cheng, Nuclei of strain in the semi-infinite solid, *J. Appl. Phys.*, **21**, 926 930, 1950.

Mogi, K., Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **36**, 99 134, 1958.

Mortensen, C.E. and D.G. Hopkins, Tiltmeter measurements in Long Valley Caldera, California, *J. Geophys. Res.*, **92**, 13767 13776, 1987.

Murray, J.B. and A.D. Pullen, Three-dimensional model of the feeder conduit of the 1983 eruption of Mt Etna volcano from ground deformation measurement, *Bull. PIRPSEV,* **103**, 1985.

Neumann Van Padang, M., « Catalogue of the active volcanoes of hte world including solfatara fields - Part 1: Indonesia », *International Volcanological Association*, 271 pp, 1951.

Nho, E.Y., M.F. Le Cloarec, B. Ardouin and W.S. Tjetjep, Source strength assesment of volcanic trace elements emitted from the Indonesian arc, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **74**, 121 129, 1996.

Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135 1154, 1985.

Oppenheim, A.V. and R.W. Schafer, Discrete-time signal preocessing, *Englewood Cliffs, Prentice-Hall*, 311 312, 1989.

Ordóñez, M.I. and C.A. Rey G., Deformation associated with the extrusion of a dome at Galeras volcano, Colombia, 1990 1991, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **77**, 115 120, 1997.

Oreskes, N., K. Shrader-Frechette and K. Belitz, Verification, validation and confirmation of numerical models in the earth sciences, *Science*, **263**, 641 646, 1994.

Paul, A., J.P. Gratier and J. Boudon, A numerical model for simulating deformation of Mout St. Helens volcano, *J. Geophys. Res.*, **92**, 10299 10312, 1987.

Paul, A., Modélisation numérique des déformations d un édifice volcanique: application au Mont St. Helens, *Thèse de Doctorat Univ. J. Fourier Grenoble*, 186 p, 1986.

Pollard, D.D., P.T. Delaney, W.A. Duffield, E.T. Endo and A.T. Okamura, Surface deformation in volcanic rift-zones, *Tectonophysics,* **94**, 541 584, 1983.

Ratdomopurbo, A. and G. Poupinet, Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia), *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 775 778, 1995.

, Seismicity of the Merapi volcano: evidence for the existence of two mechanisms of magma overpressure development, *Merapi Decade Volcano International Workshop. Oct, 5-9, 1995, Yogyakarta*, 1995.

Ratdomopurbo, A., A study of seismicity in relation to eruptive activities at Merapi volcano (Central Java, Indonesia), submitted to *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 1997.

Ratdomopurbo, A., Étude sismologique du volcan Merapi et formation du dôme de 1994, *Thèse de Doctorat Univ. Joseph F. Grenoble I*, 208 p, 1995.

Rizzo, F.J., An integrated equation approach to boundary value problems of classical elastostatics, *Q. Appl. Math.*, **25**, 83, 1967.

Ruegg, J.C. and C. Bougault, Programme de compensation AG3D, *I.P.G.P.*, 1992.

Rymer, H. and G.C. Brown, Gravity fields and the interpretation of volcanic structures: geological discrimination and temporal evolution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **27**, 229 254, 1986.

Saastamoinen, J., Contributions to the theory of atmospheric refraction, *Bull. Geod.*, **105-106-107**, 1972 1973.

Saleh, B., Développement d une nouvelle instrumentation pour les mesures de déformations : applications au génie civil, *Thèse de Doctorat Univ. P. et M. Curie Paris VI*, 215 p, 1986.

Saleh, B., P.A. Blum and H. Delorme, New silica compact tiltmeter for deformations measurement, *J. Survey Ing.*, **117**, 27 35, 1991.

Sassi, W., Simulation numérique de la déformation discontinue par la méthode aux éléments distincts, *Bull. PIRPSEV*, **112**, 1986.

Shibano, H., T. Tanaka, Y. Shuin, S. Numamoto and A. Sumaryono, Water balance in south-west slope of Mt. Merapi volcano, ?, 1994.

Steiglitz, K. and L.E. McBride, A technique for the identification of linear systems, *IEEE Trans. Automatic Control*, AC-**10**, 461 464, 1965.

Subandriyo, M.A. Purbawinata, M. Igushi, K. Ishihara, K.D. Young and B. Voight, Ground deformation measured by tiltmeters at Merapi volcano during the 1992 1994 eruption, *Merapi Decade Volcano International Workshop. Oct, 5-9, 1995, Yogyakarta*, 1995.

Suganda, O.K., K. Ishihara, B. Voight, K.D. Young and Subandriyo, Strain components changes in association with the 1992 eruption of Merapi volcano, Indonesia, *Merapi Decade Volcano International Workshop. Oct, 5-9, 1995, Yogyakarta*, 1995.

Sukhyar, J., Learning from the November 22, 1994 Merapi Eruption, *Merapi Decade Volcano International Workshop. Oct, 5-9, 1995, Yogyakarta*, 1995.

Sun, R.J., Theoretical size of hydrologically induced horizontal fractures and corresponding surface uplift in an idealized medium, *J. Geophys. Res.*, **25**, 5995 6011, 1969.

Swanson, D.A. and R.T. Holcomb, Regularities in growth of the Mount St Helens dacite dome 1980 86, *Proc. Volcanol.*, **2**, 1 24, 1990.

Symonds, R., Scanning electron microscope observations of sublimates from Merapi Volcano, Indonesia, *Geochem. J.*, **26**, 337 350, 1993.

Tait, S., C. Jaupart and S. Vergniole, Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber, *Earth and Plan. Sc. Lett.*, **92**, 107 123, 1989.

Tarantola, A. and B. Valette, Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 219 232, 1982.

Tarantola, A., « Inverse problem theory : methods for data fitting and model parameter estimation », *Elsevier*, 1987.

Tilling, R.I., Introduction to special section on How Volcanoes Work: Part 1, 2, 3, *J. Geophys. Res.*, **92**, 13,685 13,686, **93**, 4159, 14,757 14758, 1988.

Tjetjep, W.S. and S.R. Wittiri, 75 tahun penyelidikan gunungapi di Indonesia, *Direktorat Vulkanologi Bandung*, 1996.

Tjetjep, W.S., A. Ratdomopurbo, Suharno, M.C. Supriati, D.A. Subandriyo and Sri Sumarti, Preliminary account of the 1992 eruption of Merapi, Central Java, Indonesia, *22nd Annual Convention of The Indonesian Association of Geologists, Bandung, 6 9 December 1993*, 1993.

Tjetjep, W.S., Mitigation and volcanic eruption in Indonesia, *Merapi Decade Volcano International Workshop, Yogyakarta, Oct. 1995*, 1995.

Tondeur, J., Rapports d activité CSN au Merapi Volcano Observatory - Yogyakarta, *DRM-VSI*, 1991 1992.

Toutain, J.P. et al, Real time monitoring of vertical ground deformations during eruptions at Piton de la Fournaise, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 553 556, 1992.

Triplet, J.P. and C. Roche, « Météorologie générale », *MétéoFrance*, 300 pp, 1983.

Van Ruymbeke, M., F. Beauducel and A. Somerhausen, The Environmental Data Acquisition System (EDAS) developed at the Royal Observatory of Belgium, *Cahiers du CEGS Luxembourg*, **14**,163 174, 1997.

Van Wyk de Vries, B. and O. Merle, The effect of volcanic contructs on rift fault patterns, *Geology*, **24**, 643 646, 1996.

Viodé, J.P., *Bulletin mensuel d activité Observatoire Volcanologique de la Montagne Pelée, IPGP-INSU*, Juin 1997.

Voight, B., A method for prediction of volcanic eruptions, *Nature*, **322**, 125 130, 1988.

Voight, B., K.D. Young and A. Ratdomopurbo, A classification of Earthquakes at Merapi Volcano, Java, with comments on causative processes, *Merapi Decade Volcano International Workshop, Yogyakarta, Oct. 1995*, 1995.

Voight, B., K.D. Young, A. Ratdomopurbo, Subandrio, Sajiman, Miswanto, Paijo, Suharno, and S. Bronto, Summit deformation at an island-arc stratovolcano: correlation to lava dome growth and seismicity, Merapi Volcano, Java, Indonesia, *Geological Soc. America Abstracts with Programs*, **26**, A-483, 1994.

Walsh, J.B. and R.W. Decker, Surface deformation associated with volcanism, *J. Geophys. Res.*, **76**, 3291 3202, 1971.

Webb, F.H., M. Bursik, T. Dixon, F. Farina, G. Marshall and R.S. Stein, Inflation of Long Valley caldera from one year of continuous GPS observations, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 195 198, 1995.

Wells, D.E., N. Berck, D. Delikaraoglou, A. Kleusberg, E. Krakiwsky, G. Lachapelle, R.B. Langley, M. Nakiboglou, K.P. Schartz, J.M. Tranquilla, P. Vanicek, « Guide to GPS positionning », *Canadian GPS associates 1986*, University of New Brunswick, 1986.

Williams, H. and A.R. McBirney, « Volcanology », *Freeman, Cooper & Co., San Francisco, CA 94133, USA*, 397 pp, 1979.

Wolfe, J.E., E. Berg and G.H. Sutton, The change in strain comes mainly from the rain: Kipapa, Oahu, *Bul. of Seism. Soc. of Am.*, **71**, 1625 1635, 1981.

Wong, T.F. and J.B. Walsh, Deformation-induced gravity changes in volcanic regions, *Geophys. J. Int.*, **106**, 513 520, 1991.

Wood, M.D. and N.E. King, Relation between earthquakes, weather and soil tilt, *Science*, **197**, 154 156, 1977.

Wyatt, F. and J. Berger, Investigations of tilt measurements using shallow borehole tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, **85**, 4351 4362, 1980.

Yang, X.M., P. Davis and J.H. Dieterich, Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing, *J. Geophys. Res.*, **93**, 4249 4257, 1988.

Yokoyama, I., A model for the crustal deformations around volcanoes, *J. Phys. Earth*, **19**, 199 207, 1971.

Yoshikawa, K., On the crustal movement accompanying with the recent activity of the volcano Sakurajima (Part 2), *Bulletins of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, **50**, 2 23, 1962.

Young, K.D. and B. Voight, B., Ground deformation studies at Merapi Volcano, Indonesia, *Merapi Decade Volcano International Workshop, Yogyakarta, Oct. 1995*, 1995.

Young, K.D., B. Voight, J. Marso, Subandrio, Sajiman, Miswanto, Paijo, Suharno and S. Bronto, Tilt monitoring, lava dome growth and pyroclastic flow generation at Merapi volcano, Java, Indonesia, *Geological Soc. America Abstracts with Programs*, **26**, A-483, 1994.

Young, S.R. et al. (MVO team), The ongoing eruption in Monserrat, *Science*, **276**, 371 372, 1997.

Zlotnicki, J. and M. Bof, Volcanomagnetic signals associated with the quasi-continuous activity of the andesitic Merapi volcano: 1990 1995, *Phys. Earth and Planet. Int.*, **105**, 119 130, 1998.

Zlotnicki, J., J.C. Ruegg, P. Bachelery and P.A. Blum, Eruptive mechanism on Piton de la Fournaise volcano associated with the December 4, 1983, and January 18, 1984 eruptions from ground deformation monitoring and photogrammetric surveys, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **40**, 197 217, 1990.

Zlotnicki, J., M. Bof, L. Perdereau, P. Yvetot, W. Tjetjep, R. Sukhyar, M.A. Purbawinata and Suharno, Magnetic monitoring at Merapi volcano, Indonesia, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1998 (in press).

Résumé. L'étude des déformations nous renseigne sur les structures profondes et superficielles des volcans (réservoir, conduit, fracture). La géométrie de cette « plomberie » cachée constitue l'une des conditions aux frontières de tous les phénomènes magmatiques, paramètres indispensables à la compréhension des éruptions. Dans ce travail, nous appliquons une méthodologie allant de la mesure à la modélisation du champ de déformations sur le Merapi (Java). Ce jeune strato-volcan d'arc insulaire (2964 m) présente une activité quasi continue avec production de dômes de lave andésitique, détruits par avalanches gravitaires, explosions et nuées ardentes parfois meurtrières. Cinq campagnes GPS (*Global Positionning System*) ont été effectuées de 1993 à 1997 sur un réseau de 14 points. Quatre stations continues multi-paramètres (inclinomètres, extensomètres) ont été installées entre 1993 et 1995 au sommet et sur le flanc de l'édifice. Les signaux sont corrigés des effets météorologiques, puis validés par compensation pour réduire les incertitudes. La comparaison des différents résultats nous permet une analyse des effets mécaniques des sites instrumentés. Pour modéliser nos observations, nous utilisons le code MBEM (*Mixed Boundary Elements Method*) qui prend en compte la topographie et les principales discontinuités de l'édifice dans un milieu élastique 3D. Les données sont introduites dans un processus d'inversion qui permet d'estimer la probabilité du modèle et l'incertitude sur les paramètres calculés. Le champ de déformation lointain (1996 à 1997) est modélisé par une chambre magmatique ellipsoïdale dont nous déterminons la position (8.5 ± 0.4 km sous le sommet) et la variation de volume ($-10.8 \pm 2.2\ 10^6\ m^3$). Cette valeur correspond à environ 3 fois celle du dôme au sommet, ce qui montre que les avalanches gravitaires ne peuvent être négligées dans un bilan de masse. Le champ de déformation proche (1993 à 1997) est modélisé par un conduit magmatique soumis à des contraintes de pression et de cisaillement axial, et la présence de 3 fractures dans l'encaissant. L'évolution de la pression semble suggérer que le poids du dôme de lave a un effet négligeable sur les déformations. Les variations de cisaillement sont parfaitement compatibles avec le nombre de séismes de type « multiphases », ce qui confirme l'origine de ces événements.

Title : Structures and mechanical behaviour of Merapi Volcano, Java : a methodological approach of the deformation field

Abstract. Surface deformation studies allow investigation of deep and shallow structures of volcanic edifices (reservoir, conduit, fractures). The geometry of this hidden « plumbing system » constitutes one of the boundary conditions of magmatic phenomena, and are essential parameters for understanding volcanic eruptions. In this work we apply a methodology from measurement to modelling of the deformation field on Merapi Volcano, Java. This young island arc strato-volcano (summit ~2964 m above sea-level) shows almost continuous activity with growth of an andesitic lava dome, which collapses in glowing avalanches, explosions and *nuées ardentes*, these are sometimes deadly. Five GPS (Global Positionning System) campaigns were carried out between 1993 and 1997 on a 14-point network. Four continuous multi-parameter stations (tiltmeters, extensometers) were installed between 1993 and 1995, on the summit and the flank of the volcano. Signals are corrected for meteorological effects, then combined to reduce the uncertainties. Comparison of the results allows an analysis of the mechanical behaviour of the instrumented sites. The data are interpreted using a 3D elastic model based on the Mixed Boundary Elements Method (MBEM). Topography and the main discontinuities of the edifice are taken into account. The data are then used in an inversion process which allows the model probability and uncertainties of the computed parameters to be estimated. The far-field deformation (1996 - 1997) is modelled with an horizontal elliptic magma source for which we determine the location (8.5 ± 0.4 km below the summit) and the volume change ($-10.8 \pm 2.2 \times 10^6\ m^3$). This value is about three times larger than the observed variation of the lava dome volume. This suggests that avalanche volume cannot be neglected when considering mass balance. The near-field deformation (1993 to 1997) is modelled assuming a magma conduit under pressure and viscous wall shear stresses. We analyse the effect of fractures on the displacement field and finally, three main fractures are included *a priori* in the medium. The pressure evolution in the conduit suggests that the lava dome weight has a negligible effect on deformations. The variations of wall shear stress are consistent with the number of « multiphase » seismic events ; this gives further evidence for the origin of these events.

Discipline : Géophysique Interne

Mots-clés : Volcan, Merapi, Déformations, Inclinométrie, GPS, Dôme, 3D.

Établissement : Institut de Physique du Globe de Paris, Département de Sismologie UMR 7580